f. 260 C3 - 2e ex

ISBN 2-85653-103-2

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre

TOME XLIII

Entretiens du Muséum

RECHERCHES OCÉANOGRAPHIQUES DANS L'OCÉAN INDIEN

Paris 20-22 juin 1977

---

publié avec le concours des Territoires des Terres Australes et Antarctiques Françaises.

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V^e^)

1979

Source : MNHN, Paris

ÉDITIONS DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

En vente à la Bibliothèque centrale du Muséum,

38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, 75005 Paris

C.C.P. : Paris 9062-62 Y

Annuaire du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1939).

Archives du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1802. In-4°, sans périodicité).

Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1895. Depuis 1979, divisé en 3 sections : A (Zoologie, Biologie et Écologie animales), B (Botanique, Biologie et Écologie végétales, Phytochimie), C (Sciences de la Terre, Paléontologie, Géologie, Minéralogie). 4 livraisons par an.

Les grands Naturalistes français (depuis 1952. Sans périodicité).

Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1935. Depuis 1950, nouvelle série en 3 (puis 4) parties : A (Zoologie) ; B (Botanique) ; C (Sciences de la Terre) ; D (Sciences physico-chimiques).

Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient (depuis 1933. In-4°, sans périodicité).

Publications du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1933. Sans périodicité).

Source : MNHN, Paris

R 260 C 3

BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE
Série C, Sciences de la Terre, Tome XLIII

ENTRETIENS DU MUSÉUM

RECHERCHES OCÉANOGRAPHIQUES DANS L'OCÉAN INDIEN

Paris 20-22 juin 1977
sous la présidence de Jean COULOMB, Président de l'Académie des Sciences

SOMMAIRE

PREMIÈRE PARTIE : LE COLLOQUE, SON DÉROULEMENT

Liste des participants ayant présenté une communication 6
Allocution d'ouverture 7
Déroulement des travaux 9
Synthèses des rapporteurs 11

DEUXIÈME PARTIE : LES COMMUNICATIONS

OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

Quelques éléments sur l'hydrologie des océans Indien Sud et Antarctique (secteur Indien) par L. Gamberoni 21

GÉOPHYSIQUE

Structure et âge de l'océan Indien par R. Schlich 33
Le canal de Mozambique : morphologie et structures par J. Segoufin 39
L'océan Indien occidental : la dorsale est-indienne par R. Schlich 41
L'océan Indien occidental : la dorsale ouest-indienne par Ph. Patriat 49
Paleobathymetry and sediments of the Indian ocean par J. G. Sclater, D. Abbott et J. Thiede .. 53

Source : MNHN, Paris

GÉOLOGIE

Genèse des sédiments pélagiques dans l'océan Indien austral — Paléoproductivité et paléoenvironnement par L. Leclaire..... 55
État actuel de la sédimentation calcaire dans l'océan Indien austral : comparaison avec les autres océans et modélisation par M. Denis-Clocchiatti..... 75
Les dépôts à Radiolaires d'âge Pliocène supérieur à Pléistocène dans l'océan Indien central : nouvelle zonation biostratigraphique par J.-P. Caulet..... 119
Évolution des paragenèses silicatées dans les sédiments pélagiques des bassins de l'océan Indien austral. Relation avec l'environnement sédimentaire. par F. Frohlich..... 143
Minéralogie et milieux de formation de dépôts polymétalliques dans l'océan Indien occidental par E. A. Perseil et L. Leclaire..... 151
Étude minéralogique des sédiments récents de trois carottes de l'océan Indien austral (campagne OSIRIS I) par N. Maillet..... 169

BIOLOGIE

Sels nutritifs et production primaire dans l'océan Antarctique par G. Jacques..... 179
Essai d'analyse en composantes principales des relations entre densités en méiofaune et facteurs du milieu dans l'Archipel de Kerguelen par F. de Bovée, J. Soyer et D. Delille..... 197
Consommation d'oxygène de l'oursin *Abatus cordatus* (Verrill) et activité oxydative de son biotope aux îles Kerguelen par A. Guille et P. Lasserre..... 211
Écologie, biogéographie et caractères biologiques des Pélécypodes macrobenthiques du plateau des île Kerguelen (sud océan Indien) par P. M. Arnaud..... 221
La faune ichtyologique du secteur indien de l'océan Antarctique et estimation du stock de poisson autour des îles Kerguelen par J. C. Hureau..... 235
Répartition des Ascidies autour des îles Kerguelen par C. Monniot..... 249

Source : MNHN, Paris

PREMIÈRE PARTIE

LE COLLOQUE : SON DÉROULEMENT

Source : MNHN, Paris

LISTE DES PARTICIPANTS AYANT PRÉSENTÉ UNE COMMUNICATION

P. M. Arnaud, Cbargé de Recherche C.N.R.S., Station marine d'Endoume.

J.-P. Bloch, Directeur des Laboratoires scientifiques du Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises.

J.-P. Caulet, Cbargé de Recherche C.N.R.S., Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

P. Clément, Étudiant 3e cycle, Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

J. Coulomb, Président de l'Académie des Sciences.

R. Delépine, Maître-Assistant à l'Université Pierre et Marie Curie.

M. Denis-Clocchiatti, Attachè de Recherche C.N.R.S., Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

J. Dorst, Membre de l'Institut, Directeur du Muséum National d'Histoire Naturelle.

J.-C. Duplessy, Maître de Recherche C.N.R.S., Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette.

F. Frohlich, Ingénieur de Recherche Muséum, Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

L. Gamberoni, Maître-Assistant, Laboratoire d'Océanographie physique du Muséum National d'Histoire Naturelle.

J. Goguel, Ingénieur général des Mines.

A. Guille, Chargé de Recherche C.N.R.S., Laboratoire de Biologie des Invertébrés marins, Muséum National d'Histoire Naturelle.

J.-C. Hureau, Maître de Conférences, Sous-Directeur au Laboratoire d'Ichtyologie générale et appliquée du Muséum National d'Histoire Naturelle.

G. Jacques, Maître de Recherche C.N.R.S., Laboratoire Arago de Banyuls-sur-Mer.

R. Laffitte, Professeur, Directeur du Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

S. Lallier, Docteur 3e cycle, Terres Australes et Antarctiques Françaises, Laboratoire de Géologie du Muséum.

C. Lalou, Directeur de Recherche C.N.R.S., Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette.

L. Leclaire, Maître de Recherche C.N.R.S., Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

C. Lévi, Professeur, Directeur du Laboratoire de Biologie des Invertébrés marins du Muséum National d'Histoire Naturelle.

N. Maillet, Maître-Assistant à l'Université de Bordeaux, Institut de Géologie du bassin d'Aquitaine.

C. Monniot, Maître de Conférences, Sous-Directeur du Laboratoire de Biologie des Invertébrés marins et Malacologie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

E. A. Perseil, Chargé de Recherche C.N.R.S, Laboratoire de Minéralogie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

P. Patriat, Chargé de Recherche C.N.R.S., Institut de Physique du Globe de Paris, Laboratoire de Géophysique marine de Saint-Maur.

R. Schlich, Directeur de Recherche C.N.R.S., Institut de Physique du Globe de Paris, Laboratoire de Géophysique marine de Saint-Maur.

J. G. Sclater, Prolesseur au Massachusetts Institute ol Technology, Cambridge (U.S.A.).

J. Ségoufin, Aide-Physicien, Institut de Physique du Globe de Paris, Laboratoire de Géophysique marine de Saint-Maur.

J. Soyer, Directeur du Laboratoire Arago de Banyuls-sur-Mer.

Source : MNHN, Paris

ALLOCUTION D'OUVERTURE

par Jean DORST, Membre de l'Institut

Monsieur le Président,
Mes chers Collègues,

C'est pour moi un grand plaisir de vous accueillir au nom du Muséum national d'Histoire naturelle, lieu de rencontre traditionnel de tous ceux qui se préoccupent des choses de la nature.

Pendant trois journées, que vous jugerez sans doute bien trop courtes, vous allez confronter vos vues sur un thème unique et pourtant largement diversifié, à la lumière des travaux récents et des résultats de vos propres recherches. L'océan Indien austral est une région d'un intérêt extrême pour les scientifiques de toutes disciplines. Les géologues et les géophysiciens y ont découvert des phénomènes remarquables concernant les fonds marins, les processus de sédimentation, la formation des fameux nodules polymétalliques et d'une manière générale la dynamique de toute une partie de la croûte terrestre. Les biologistes sont fort intéressés par les conditions océanographiques de ces eaux aux caractères multiples, à la flore et à la faune très originales. D'utiles confrontations vont avoir lieu entre spécialistes de disciplines différentes. Des mises au point en résulteront et sans doute aussi des projets pour des recherches futures. Les échanges de vues entre géologues et biologistes seront très profitables au sujet d'une région charnière entre plusieurs mondes qui s'y mélangent ou simplement se côtoient.

Cette partie de l'océan Indien a fait l'objet de nombreux travaux au cours des temps récents. Les années précédentes, plusieurs expéditions ont sillonné ces mers. Avant tout, le « Marion-Dufresne », avec à son bord biologistes, géologues et autres spécialistes de l'enveloppe terrestre, y accomplit maintes missions et ramena un abondant matériel, des observations inédites et des données numériques concernant plusieurs phénomènes jusqu'alors inconnus. Ce sont donc des renseignements nouveaux et même inédits qui vont alimenter vos discussions. Leur portée sera considérable, car sans trop être nombreux, tous les responsables des programmes et des recherches se trouvent réunis ici.

Ces travaux n'auraient pu être menés à bien sans une étroite collaboration entre les divers organismes scientifiques, le Muséum et les Universités de Paris et avant tout, l'administration des Terres Australes et Antarctiques Françaises. Grâce à celle-ci, les moyens logistiques lourds ont pu être mis à la disposition des chercheurs selon un programme judicieux et bien établi. Grâce à elle aussi, les crédits, nécessairement importants pour de telles opérations, ont pu être dégagés et mobilisés. Que ce soit l'occasion ici pour les scientifiques de toutes disciplines et relevant de divers organismes de remercier les TAAF de leur avoir donné les moyens d'entreprendre des recherches pluridisciplinaires à long terme, et d'avoir ainsi permis à la France d'occuper une place de choix sur le plan international parmi tous ceux qui explorent et étudient la partie sud de notre planète. Cette collaboration déjà ancienne n'aurait pu se développer sans la compétence, l'efficacité et l'enthousiasme de J. P. Bloch, Directeur des Laboratoires scientifiques des TAAF. Qu'il en soit particulièrement remercié.

Il me faut aussi dire en votre nom toute notre gratitude au Professeur Jean Coulomb, Président de l'Académie des Sciences, d'avoir bien voulu présider ce colloque et même l'animer, en dépit de ses charges, et d'aussi nous faire bénéficier du prestige attaché à son nom.

Le Professeur Robert Laffitte, Directeur du laboratoire de Géologie du Muséum, se chargea

Source : MNHN, Paris

de son organisation scientifique et matérielle avec quelques-uns de ses proches collaborateurs. Qu'il en soit vivement félicité.

Enfin, ce colloque sera un succès grâce à tous les participants qui vont y présenter des exposés synthétiques et des communications originales, et prendront part à des discussions fructueuses. Je suis heureux qu'ils aient pu se retrouver au Muséum. Des remerciements particuliers sont dus à nos collègues venus de l'étranger que notre Maison est particulièrement heureuse d'accueillir.

Ce colloque constitue le premier de la série des « Entretiens du Muséum ». Notre Établissement veut ainsi marquer qu'il reste un lieu de rencontre libéralement ouvert à tous, où l'on vient discuter les idées et les hypothèses nouvelles, remettre en question des connaissances hier encore classiques. La qualité du sujet de cette première manifestation et celle des participants est un gage du succès de cette entreprise.

Source : MNHN, Paris

DÉROULEMENT DES TRAVAUX

Les travaux du colloque se sont déroulés sous la présidence de Monsieur J. Coulomb, Président de l'Académie des Sciences.

JOURNÉE DU 20 JUIN

Séance publique d'ouverture à 14 h 30

Monsieur J. Dorst, Directeur du Muséum national d'Histoire naturelle, Membre de l'Institut, ouvre la séance au cours de laquelle sont présentés les exposés suivants :

- Les méthodes géophysiques au service du géologue marin, par J. Goguel, Ingénieur général des Mines ;
- Le Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises et le développement des recherches océanographiques dans l'océan Indien austral par J. P. Bloch, Directeur des Laboratoires scientifiques des T.A.A.F.
- Quelques éléments d'océanographie physique de l'océan Indien austral, par L. Gamberoni, du Laboratoire d'Océanographie physique du Muséum.

La séance d'ouverture se termine par la projection du film (super-8 sonorisé) : « NOSICAA », montrant certains aspects des campagnes à bord du « Marion-Dufresne ».

JOURNÉE DU 21 JUIN

En matinée, séance spécialisée : Géophysique, animée par R. Schlich

- Structure et âge de l'océan Indien occidental, par R. Schlich ;
- Le canal de Mozambique : morphologie et structures, par J. Segoufin ;
- L'océan Indien occidental, la dorsale est-indienne, par R. Schlich ;
- L'océan Indien occidental, la dorsale ouest-indienne, par P. Patriat ;
- Paléobathymétrie et sédiments de l'océan Indien, par J. Sclater ;

L'après-midi, séance spécialisée : Géologie, animée par L. Leclaire

- La progradation des faciès carbonatés au Plio-Quaternaire dans le bassin de Madagascar : un cas d'évolution dans la dissolution des carbonates, par M. Denis-Clocchiatti ;
- La sédimentation siliceuse biogène dans les bassins de Crozet et de Madagascar : biostratigraphie et paléoenvironnement, par J. P. Caulet ;
- Évolution des paragenèses silicatées dans les sédiments pélagiques des bassins de l'océan Indien austral. Relation avec l'environnement sédimentaire, par F. Frohlich ;

Source : MNHN, Paris

- Morphologie d'un segment de faille transformante et formations sédimentaires associées, par P. Clément ;
- Cartographie géologique des fonds du plateau de Kerguelen. Un exemple de sédimentation de la plate-forme peu profonde en milieu subantarctique, par S. Lallier ;
- Structure, minéralogie et conditions de formation des nodules polymétalliques dans les bassins de Crozet et de Madagascar, par E. Perseil et L. Leclaire ;
- La genèse des dépôts pélagiques dans les bassins occidentaux de l'océan Indien austral par L. Leclaire ;
- Paléoclimatologie isotopique du Quaternaire dans l'océan Indien austral, par J. C. Duplessy, M. Fontugne et L. Labeyrie ;
- L'antinodule de l'océan Indien, par C. Lalou et E. Brichet.

JOURNÉE DU 22 JUIN

En matinée, séance spécialisée : Biologie, animée par A. Guille et J. C. Hureau

- Sels nutritifs et production primaire dans l'océan Antarctique, par G. Jacques ;
- Les algues marines dans l'océan Indien sud : apports pour la biogéographie et l'écologie benthique dans l'océan Indien austral, par R. Delépine ;
- Distribution quantitative de la méiofaune des substrats meubles du plateau continental des îles Kerguelen. Analyse des données en composantes principales, par J. Soyer et F. de Bovée ;
- Métabolismes oxydatifs comparés de l'oursin *Abatus cordatus* et d'un sédiment aux îles Kerguelen, par A. Guille et P. Lasserre ;
- Pélécypodes macrobenthiques du plateau continental des îles Kerguelen. Écologie et biogéographie, par P. Arnaud ;
- Caractéristiques générales de la faune ichtyologique du secteur indien de l'océan Antarctique et estimation du stock de poissons autour des îles Kerguelen, par J. C. Hureau ;
- Répartition des Ascidies autour des îles Kerguelen, par C. Monniot.

L'après-midi, séance spécialisée : Présentation commentée d'échantillons et de documents intéressant les trois disciplines, et *Séance de clôture*

- Présentation des rapports de synthèse sur les travaux du Colloque : par J. Coulomb pour la Géophysique, R. Laffitte pour la Géologie, C. Levi pour la Biologie.

Source : MNHN, Paris

SYNTHÈSES DES RAPPORTEURS

RAPPORT SUR LES TRAVAUX DE LA SÉANCE SPÉCIALISÉE : GÉOPHYSIQUE

par Jean Coulomb, Président de l'Académie des Sciences

Je pense que nos rapports doivent mettre en relief les points forts du colloque pour ceux qui n'ont pu y assister en totalité.

La discussion du colloque consacrée à la Géophysique a débuté par un aperçu d'ensemble sur la structure et l'âge de l'océan Indien occidental, aperçu présenté par Roland Schlich.

M. Schlich a rappelé que notre connaissance de l'océan Indien n'avait en fait débuté qu'avec le lancement de l'Expédition Internationale dans l'océan Indien entre 1959 et 1966. Le programme d'étude français, focalisé pour commencer sur les deux branches de la dorsale médio-indienne, accepté par les Terres Australes et Antarctiques Françaises, a débuté en 1967 et s'est poursuivi avec le *Galliéni* jusqu'en 1972, le *Marion Dufresne* de 1973 à 1976 et le *N.O. Suroit* en 1977. L'ensemble des routes totalise à présent quelques 250 000 km de profils dont environ 35 000 km de sismique-réflexion profonde, une partie (campagnes *Galliéni 3*, *Galliéni 4*, *Galliéni 6*, *Marion Dufresne 2* et *Marion Dufresne 7*) étant financée par le Comité d'Études Pétrolières Marines.

M. Schlich a ensuite fait le point de nos connaissances sur la structure de l'océan Indien en insistant sur les aspects particuliers des plateaux sous-marins et des rides asismiques qui caractérisent cet océan, leur extension, le rôle qu'ils peuvent jouer et leur structure. Il s'agit de la ride du 90° Est, des Chagos-Laccadive, du plateau des Mascareignes avec le banc des Seychelles, du plateau malgache, de la ride de Mozambique, du plateau des Aiguilles, du plateau de Crozet, du plateau de Kerguelen-Heard avec son homologue Broken Ridge et enfin des monts sous-marins de l'*Ob*, de la *Léna* et du *Marion Dufresne*.

M. Schlich a alors montré, un peu rapidement peut-être, quelques exemples de profils sismique-réflexion profonde, mais il a surtout insisté sur l'évolution des dorsales de l'océan Indien et sur les bassins qu'elles engendrent, et ceci à la lumière des données magnétiques et des résultats des forages profonds du *Glomar Challenger*. Il a montré par ailleurs comment ces résultats l'avaient conduit à suggérer une correction importante de l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre proposée par Heirtzler.

M. Segoufin a parlé de la morphologie et de la structure du canal de Mozambique dont la connaissance est fondamentale pour permettre de déterminer la place de Madagascar dans la reconstruction du Gondwana. On hésite en effet à placer Madagascar au Nord vers le Kénia en lui supposant un mouvement vers le Sud et l'Est, ou à le placer au Sud vers le Natal avec un mouvement vers le Nord, ou à le laisser dans sa position actuelle par rapport à l'Afrique. La ride de Davie, à qui l'on confie généralement le rôle de glissière, est maintenant bien étudiée dans ses parties superficielles. Le *Glomar Challenger* a foré au nord 660 mètres de sédiments calcaires, la mission du *N.O. Suroit* effectuée par M. Segoufin avec la participation de M. Leclaire a dragué et carotté des argilites et des grès arkosiques allant jusqu'au Crétacé supérieur (> 70 m.a.). M. Segoufin voit dans la ride une digue sédimentaire reposant sur un bassin effondré d'âge Karroo dans sa partie profonde. Il est ainsi conduit à rendre Madagascar solidaire du continent africain. En fait, la présence d'une croûte continentale est rendue

Source : MNHN, Paris

vraisemblable par l'absence de signature magnétique, mais la distribution des séismes montre mal la structure en graben qui a été proposée.

M. Segoufin et ceux qui l'ont questionné, admettent que des études complémentaires sont indispensables pour rendre inattaquable la conclusion avancée.

M. Schlich a exposé brièvement, après la pause café, ses résultats sur la structure et l'âge de la dorsale est-indienne. La recherche des zones de fracture qui précède l'identification des anomalies magnétiques a montré un important changement de direction d'expansion à l'Éocène (anomalies 22/20). Les différentes phases d'expansion caractérisant la formation du bassin de Crozet et de son homologue le bassin Indien central ont été explicitées. M. Schlich signale l'existence d'événements magnétiques nouveaux vers les anomalies 23, 24 et 28/29 qui apparaissent synchrones dans tous les bassins de l'océan Indien. La modification, déjà signalée, à l'échelle de Heirtzler a permis de supprimer une phase insolite, à vitesse d'expansion exceptionnellement grande de 13 cm/an qui ne correspondait à aucun événement particulier caractérisant l'histoire de la formation de l'océan Indien.

M. Patriat a exposé à son tour ses résultats concernant la dorsale ouest-indienne dont on supposait l'activité arrêtée bien qu'elle apparaisse très sismique. La tâche de M. Patriat a été difficile, aucune campagne n'ayant été systématiquement organisée pour préciser le trajet de la dorsale dans cette région extrêmement fracturée. M. Patriat a pu cependant trouver les limites de cette structure qui sont très ondulées. Il a pu également donner une interprétation vraisemblable à toutes les observations magnétiques recueillies. M. Patriat propose une évolution vers l'Est du point triple de la dorsale médio-indienne depuis sa position à l'âge de l'anomalie 31 jusqu'à sa position actuelle près de l'île Rodriguez, mais d'après M. Patriat lui-même cette conclusion reste encore conjecturale.

M. Sclater a fait, sous le titre « Paléobathymétrie et Sédiments de l'océan Indien », un exposé qui a ouvert à beaucoup d'entre nous des perspectives très nouvelles.

Comme les auteurs précédents, M. Sclater a reconstruit, d'abord grâce aux données du magnétisme, la position des divers continents entourant l'océan Indien à diverses époques, en remontant jusqu'à la Pangée jurassique. Il cherche alors à retrouver la bathymétrie à chaque époque en utilisant les relations établies entre l'âge de la lithosphère et la profondeur de sa surface; ces relations sont vérifiées en étudiant la position des structures entraînées dans l'expansion, mais en corrigeant la méthode ordinaire d'estimation pour tenir compte de la période d'érosion aérienne qui a précédé la subsidence de la structure. Pour chaque carte paléobathymétrique ainsi établie, suivant alors une suggestion du paléontologiste Tilly, M. Sclater cherche à déterminer la profondeur de dissolution des carbonates. 18 forages du *Glomar Challenger* montrent les emplacements où se sont déposés les sédiments. Encore faut-il corriger les profondeurs actuelles pour tenir compte des subsidences. M. Sclater trouve que la profondeur de dissolution des carbonates a évolué au cours des 150 millions d'années avec un maximum à l'Albien ou à l'Aptien, et établit des cartes donnant la répartition des argiles et des calcaires il y a 36 m.a. (Oligocène inférieur), 53 m.a. (Éocène inférieur) et 70 m.a. (Crétacé supérieur).

Dans l'ensemble, les très intéressants rapports que nous avons entendus ont été peu discutés, sans doute par timidité excessive. Après le stimulant exposé de M. Sclater, j'ai entendu en m'en allant beaucoup de commentaires qui eussent intéressé l'assistance. Étant Président, vous me direz peut-être que j'aurais dû les provoquer. Mais le temps nous a un peu manqué et cela devra être un enseignement pour ceux qui répéteront dans quelques années cette expérience qui a été fructueuse pour la plupart d'entre nous.

RAPPORT SUR LES TRAVAUX DE LA SÉANCE SPÉCIALISÉE : GÉOLOGIE

par Robert Laffitte

Les géophysiciens fournissent aux géologues un cadre spatial et chronologique qui leur permet de situer leurs observations et de les grouper logiquement en un tout cohérent. Mais, un cadre géogra-

Source : MNHN, Paris

phique et un calendrier ne sont pas l'histoire ; celle-ci — en l'occurrence l'histoire du globe — les géologues doivent l'écrire en observant ce qui se passe en dehors des dorsales, dans les bassins où les sédiments subsistent comme témoins des périodes géologiques passées. C'est ainsi que toutes les communications présentées au Colloque avaient pour objet la description des divers sédiments recueillis dans les principaux bassins de l'océan Indien austral.

M. Clocchiatti a présenté les résultats d'une étude des sédiments à faciès calcaire, déposés au cours du Plio-Quaternaire dans le bassin de Madagascar. Celle-ci porte sur une quarantaine de prélèvements effectués entre 1 000 et 5 000 mètres de profondeur et étudiés sur un échantillon pris tous les 5 centimètres sur chaque « carotte » dont certaines atteignent une vingtaine de mètres de long.

Les conclusions essentielles de cette étude, solidement basées sur un très grand nombre de mesures et d'examens, sont que : la dissolution du calcaire des squelettes d'organismes planctoniques à leur arrivée sur le fond, s'est effectuée à des profondeurs croissantes au cours du Quaternaire. A la base de la zone NN 19, c'est-à-dire au début du Quaternaire, la dissolution, qui s'effectuait à 4 000 mètres de profondeur, ne s'est plus effectuée à la fin de la zone NN 21, c'est-à-dire à l'époque actuelle, que vers 4 800 mètres. Ce qui revient à montrer qu'au cours des 3 derniers millions d'années, la profondeur de la « zone de dissolution de la calcite » s'est abaissée de 800 mètres dans le bassin de Madagascar.

J. P. Caulet a étudié les sédiments siliceux liés aux zones de haute productivité du plancton, dont l'existence est due à la présence d'eaux riches en sels minéraux, surtout phosphates et nitrates (divergence équatoriale) et zone froide arctique et subantarctique. Il souligne la disparition des tests d'organismes (Radiolaires et Diatomées) à des profondeurs sous le fond (en dessous de la surface des sédiments) de l'ordre du mètre, soit qu'ils aient été dissous, soit que la silice ait contribué à la formation de minéraux de néogenèse. A noter la disparition à peu près totale de la silice au niveau d'une couche de nodules polymétalliques interstratifiés.

D'autre part, ce géologue a constaté le déplacement latitudinal des zones à productivité élevée, avec descente de la ceinture équatoriale ou remontée de la zone antarctique au cours du Plio-Quaternaire.

F. Frohlich a indiqué ses premiers résultats de l'étude des boues rouges déposées au-dessous de la zone de disparition totale des carbonates. Les minéraux constitutifs de ces boues, siliceux et ferreux, sont difficiles à caractériser car ils ont une faible cristallinité, les réseaux n'étant pas parfaitement ordonnés dans les trois directions de l'espace. Les méthodes d'étude utilisées sont le microscope à balayage qui donne les formes et la spectrométrie infrarouge.

Dans les boues rouges anciennes (Crétacé, Éocène), la silice est abondante avec présence de tridymite et cristobalite, tandis que dans les formations néogènes, la silice est proportionnellement moins abondante et l'on observe de la phillipsite associée à des smectites ferrifères. Dans le Plio-Quaternaire, il y a disparition des smectites et augmentation nette des substances amorphes siliceuses. Lorsqu'il y a un remaniement, la cristallinité augmente.

P. Clément indique les résultats d'une étude d'une fracture du bassin de Crozet, le long de laquelle on observe un relief net sur 400 km à la hauteur des anomalies 24 et 25 (Éocène), la différence « d'altitude » entre les deux côtés de la fracture pouvant atteindre 1 500 mètres sur une distance de quelques kilomètres. Sur les points hauts, il y a des calcaires éocènes à coccolithes et discoaster, des boues décarbonatées rouges sans diatomées et des nodules polymétalliques de très grande taille (près d'un mètre, plusieurs centaines de kilogrammes). Dans la plaine abyssale voisine, il n'y a que des boues rouges et des diatomites.

S. Lallier a étudié les sédiments récents et actuels du plateau de Kerguelen qui se déposent au sud de la convergence antarctique, entre 0 et 2 000 mètres de profondeur. On trouve des sédiments siliceux et calcaréo-siliceux passant localement à des sédiments détritiques à influence glaciaire plus ou moins nette. Localement, surtout sur les seuils soumis à des courants, on observe des basaltes non couverts de sédiments.

E. Perseil a étudié les nodules polymétalliques en spectrographie X, par l'analyse thermique différentielle, en lames minces et en sections polies (lumière réfléchie), et en spectrométrie infrarouge. Les fragments de roches contenus dans les nodules sont serpentinisés et associés à des oxydes de fer et de manganèse plus ou moins oxydés. La cristallinité est croissante vers l'intérieur de certains no-

Source : MNHN, Paris

dules, qui semblent avoir évolué avec le temps au cours de leur formation. Au fer et au manganèse sont associés du titane (jusqu'à 2 %), du nickel (moins de 1 %), du cobalt (moins de 0,5 %); ces derniers métaux apparaissent associés à des traces de sulfures (pyrite ou pyrrhotine). Par comparaison, E. Perseil a étudié les enduits manganésifères observés dans l'Atlantique par l'expédition FAMOUS, ainsi que les gisements de manganèse liés à des actions volcaniques (Cuba). Les conditions sont très différentes de ce que l'on observe ici puisque, lorsque le manganèse est associé à des zones d'émission volcanique, les phases les plus oxydées sont les plus éloignées des zones d'émission.

L. Leclaire fait le point sur l'état d'avancement des travaux relatifs à la sédimentation pélagique dans les bassins de l'océan Indien austral. Il rappelle que ces recherches se sont déroulées selon un programme qui a vu le jour en 1972 à l'occasion de sa participation à la 25e croisière du navire foreur « Glomar Challenger »; programme qui s'est ensuite développé grâce au soutien du Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises, du Centre National de la Recherche Scientifique (RCP 212), du Centre National pour l'Exploitation des Océans et de la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique.

Ces recherches ont d'ores et déjà permis de mettre en évidence plusieurs phénomènes géologiques majeurs enregistrés dans les séries sédimentaires carottées. Par exemple, il est apparu que depuis environ 3 millions d'années, les aires à sédimentation carbonatée se sont accrues aux dépens des zones à « argiles rouges des grands fonds ». Ce phénomène dit de « progradation des carbonates » aurait pour origine 1) une modification de la *productivité* des eaux de surface, c'est-à-dire du taux de précipitation du carbonate de calcium par les Coccolithophoridés et par les Foraminifères, 2) une modification de l'équilibre physico-chimique des carbonates dissous dans le milieu, dans le sens d'une moindre sous-saturation. Par ailleurs, il semble tout à fait probable que pendant la même période, les diatomées ont progressivement colonisé la quasi-totalité de ces eaux de surface, à partir des deux zones classiques de haute productivité que sont les ceintures antarctique et équatoriale. Cette dernière ne serait apparue dans l'océan Indien qu'au Miocène supérieur, date d'apparition des upwellings et des courants géostrophiques équatoriaux dans cet océan.

En outre, il s'avère que les « grandes coupures » du Cénozoïque qui traduisent l'évolution des communautés planctoniques dans l'océan Indien, se sont aussi accompagnées d'une variation des authigenèses de minéraux des grands fonds, telle que la disparition des bancs de cherts, le remplacement des argiles rouges paléogènes à palygorskite par les boues rouges néogènes et pleistocènes à smectites et substances amorphes. Le problème de la genèse des dépôts métallifères reste posé, mais il semble bien que, dans ce contexte de l'évolution des authigenèses minérales, la formation de cuirasses et nodules polymétalliques ait eu lieu préférentiellement pendant le Plio-Quaternaire. Cette conclusion laisse penser que le Plio-Quaternaire est une époque particulière de l'évolution des équilibres biochimiques et physico-chimiques du milieu océanique et qu'en l'absence de phénomènes tectoniques importants propres au plancher basaltique, ce sont les transferts de matières du continent dans les océans qui en seraient à l'origine.

J. C. Duplessy a étudié les variations climatiques en fonction des rapports isotopiques de l'oxygène. Les phénomènes sont complexes car si la formation d'O^{18} décroît avec la température, d'autre part l'O^{16} ayant une tension de vapeur plus élevée, il y a enrichissement en O^{16} pendant les périodes froides. Ces deux causes antagonistes conditionnent la valeur du rapport isotopique de l'oxygène fixé dans les carbonates des tests d'organismes. Il a pu distinguer les variations thermiques de celles dues à la salinité et mettre en évidence par cette méthode un déplacement latitudinal des fronts hydrologiques, la diminution de l'importance du courant des Aiguilles au large du Sud-Est de l'Afrique, enfin l'existence d'un minimum de température il y a 18 000 ans.

C. Lalou présente un nodule attaqué par l'acide chlorhydrique, ou « antinodule ». Ayant ainsi obtenu le départ des oxydes, il ne reste qu'un « squelette » qui est un édifice siliceux. Une telle quantité de silice ne peut provenir, d'après elle, que de phénomènes volcaniques. L'ensemble de ses observations l'amène donc à confirmer que les nodules se sont formés par précipitation rapide des divers oxydes dans un milieu riche en silice, vraisemblablement dû au refroidissement de solutions chaudes d'origine hydrothermale.

En conclusion de cette séance je voudrais, débordant le détail des faits, tenter de les replacer

Source : MNHN, Paris

dans le cadre général de l'ensemble du globe dont, faut-il le rappeler, les océans couvrent plus des sept dixièmes.

Dans ceux-cí, L. Leclaire et les membres de son équipe nous montrent le niveau de la dissolution de la calcite s'abaissant pendant le Quaternaire, la nature des sédiments se modifiant pendant le Tertiaire avec, pendant cette ère, une diminution nette de la teneur de ceux-ci en silice montrée par la disparition des cherts et silex après l'Éocène, tandis que la teneur en silice des minéraux des boues rouges diminuait. Modifications qui trahissent une évolution du chimisme des eaux océaniques.

Ces constatations rejoignent ce que nous avait dit hier J. Sclater qui suit dans le Pacifique la modification de ces eaux à travers celles des sédiments qui y prenaient naissance depuis le Crétacé, modifications qui, dans l'ensemble, sont analogues à celles observées dans l'océan Indien. Par là, on touche à un fait géologique essentiel : *sur les continents* et sur leurs marges, la formation des sédiments a été pour une grande part soumise aux conditions locales régnant dans les bassins épicontinentaux ou en bordure des continents : relief des terres émergées fournissant plus ou moins d'apports détritiques qui, pour leur plus grande part, se déposent aussitôt, apports fluviaux ou autres dans des bassins le plus souvent peu profonds en raison de leur nature épicontinentale dont les eaux, pour cette raison, échappaient à l'homogénéisation par les grands courants océaniques. En même temps, ces bassins étaient davantage soumis aux conditions climatiques locales avec, par exemple, un climat aride avec un enrichissement local ou régional en sels dissous et le dépôt d'évaporites.

Dans les grands océans, les eaux brassées par les courants subissent un mélange qui atténue leur particularité qui est beaucoup moins sous l'influence des reliefs et, au point de vue climatique, subit surtout une différenciation en fonction de la latitude. Il résulte de ceci que les sédiments des diverses ères, des diverses périodes de l'histoire de la Terre, sont plus facilement comparables entre eux, qu'une « dérive » des conditions régnant sur le globe au cours des périodes géologiques devient certaine et que les coupures dans l'histoire de la Terre créées par les géologues du XIX^{e} siècle correspondent à des changements réels de l'ensemble de notre planète.

RAPPORT SUR LES TRAVAUX DE LA SÉANCE SPÉCIALISÉE : BIOLOGIE

par Claude Lévi

Il est assez remarquable de constater que pendant plusieurs dizaines d'années, les biologistes ont limité leur univers marin à quelques m^2 de plateau continental et à l'étude des espèces benthiques littorales (sauf lors des quelques grandes expéditions maritimes).

Dans le même temps, les instituts des pêches maritimes avaient la quasi-exclusivité des prises planctoniques et de l'analyse des eaux. Si, depuis 30 ans, la benthologie a progressé avec vigueur, donnant une assez bonne image des peuplements néritiques mondiaux et plus rarement bathyaux, c'est en fait l'étude du plancton océanique et, singulièrement, du plancton des couches superficielles et la mesure de la production primaire qui permettent de mieux comprendre la dynamique biologique océanique.

Les longues et fastidieuses mesures de routine, de t°, de salinité, de teneurs en nitrates et phosphates, en silicates et carbonates, etc... auxquelles s'ajoutent maintenant les mesures de la chlorophylle, du C et de l'intensité lumineuse, permettent d'évaluer la valeur trophique des masses d'eau et d'estimer la production. Après les données préliminaires des années passées, la mission MD — 16 dont les résultats ont été commentés par Guy Jacques, apporte une image nouvelle sur la production primaire des eaux antarctiques qui se révèlent bien pauvres. Le phytoplancton est aussi pauvre qu'en Méditerranée ou dans la mer des Sargasses. Et pourtant, la distribution des sels nutritifs révèle une teneur assez élevée en N et P semblable à celle des eaux de divergence, mais un affaiblissement notable des silicates. Il est encore difficile de comprendre les raisons de la faible production des eaux océaniques antarctiques qui reçoivent apparemment autant de lumière qu'ailleurs et sont très transparentes.

Source : MNHN, Paris

Notons l'opposition entre la production primaire océanique et la production, beaucoup plus élevée, littorale.

L'écologie benthique à Kerguelen, inaugurée par Delepine et Grua, a connu un net essor. Après les premiers inventaires de la flore et de la faune des Baies et la description des peuplements littoraux, les moyens plus puissants des TAAF ont permis des reconnaissances néritiques autour de l'archipel, sur la plateforme périinsulaire. La macroflore est dominée par les grandes algues brunes dont l'étude s'imposait d'elle-même. C'est pourquoi Delepine a mis au point un appareillage sophistiqué pour rechercher l'effet des divers facteurs d'environnement sur la physiologie de ces algues « alginophytes » et sur leur développement sur substrats naturels et artificiels. D'autres algues exploitables, comme les *Gigartina* agarophytes, ont également retenu l'attention spéciale de Delepine dont les études taxonomiques vont permettre de tracer les relations de la flore algale de Kerguelen avec celle des autres régions australes.

Patrick Arnaud a systématiquement récolté depuis 15 ans la *macrofaune* antarctique et subantarctique benthique, confiant au Muséum une part notable de ces collections précieuses. Il nous a donné en 1973, dans sa thèse, un excellent aperçu préliminaire sur les peuplements benthiques de la Baie du Morbihan. Une étude des Mollusques bivalves de Kerguelen lui permet aujourd'hui de confirmer le caractère antarctique de cette faune, par ses adaptations et sa composition.

C. Monniot qui vient d'étudier les Ascidies, un autre groupe du benthos de Kerguelen, a relevé une bonne correspondance de leur distribution au vent et sous le vent de l'archipel avec la circulation majeure des eaux, notant un endémisme dans les baies et une plus grande richesse spécifique dans les eaux à apports terrigènes et dans la région de transport larvaire.

Après la macrofaune, la meiofaune ; Soyer et de Bovée nous ont appris la nette dominance des Nématodes et des Copépodes Harpacticides et la richesse en espèces endémiques. Il nous ont montré que la composition des peuplements semble cependant assez voisine de celle du meiobenthos d'autres régions géographiques. La densité est comparable et indépendante de la bathymétrie. Elle croît du fond des baies vers la mer ouverte, puis décroît vers le large.

Une tentative intéressante en écophysiologie a été faite cette année par Soyer, de Bovée, Guille et Lasserre. Il s'agissait d'effectuer des mesures de la consommation d'0^2 des éléments composant l'écosystbème benthique.

Les premiers résultats sont encourageants et montrent le rôle capital des bactéries et du meiobenthos dans les communautés de substrats meubles. Guille et Lasserre ont comparé la consommation d'oxygène d'une espèce d'oursin caractéristique de la macrofaune, avec ou sans le sédiment qu'il occupe normalement. Ces études de métabolisme global in situ doivent se développer à l'avenir.

Viennent enfin les Poissons. L'objectif actuel des études menées par Hureau est l'analyse de la biomasse des Poissons de la région australe indienne autour de Kerguelen.

L'inventaire des espèces récoltées, la comparaison de cette faune avec celle des autres régions subantarctiques (magellanique, géorgique) révèle l'existence de près de 50 % d'espèces encore jugées endémiques. Afin de procéder à une estimation des stocks de poissons benthiques, Hureau dépouille 20 chalutages et conclut à une production autour de Kerguelen de près d'1 g de poisson par m^2, ce qui représente une biomasse globale d'environ 130 000 T entre 0 et 500 m. Ces chiffres, qui sont naturellement approchés, doivent donner aux professionnels de la pêche une idée des possibilités d'exploitation.

Enfin, en conclusion, De Witt nous a exposé la répartition des poissons en 4 zones sud-nord au sein de la mer de Ross.

Tous les exposés de cette matinée révèlent de façon évidente la séparation des recherches biologiques en deux groupes :

— celles qui traitent de l'évolution de la matière vivante dans les eaux du large et qui utilisent les grands schémas de la circulation et de la distribution des masses d'eaux, les données physico-chimiques des phénomènes d'interface, les cycles océaniques des sels nutritifs ;

— celles qui concernent les peuplements benthiques, pour l'actuel, surtout le benthos periinsulaire et le benthos littoral liés à la présence de la terre. Il s'agit d'abord d'identifier les espèces, de

Source : MNHN, Paris

connaître leur répartition, d'expliquer ensuite cette répartition et enfin de montrer les liens qui les unissent aux espèces des autres provinces.

Les comparaisons biogéographiques par groupe sont en cours de réalisation. Une étude biogéographique intégrée reste à faire.

Enfin, les tentatives d'approche écophysiologique ouvrent la voie à de nouvelles estimations du métabolisme in situ, de quelques systèmes ou espèces caractéristiques.

Il faut espérer que dans la région australe qu'explorent les biologistes grâce aux puissants moyens fournis par les TAAF, l'influence de l'apport terrigène au-delà de la plateforme périinsulaire pourra être estimée parallèlement à la production primaire de surface et les recherches prévues dans le domaine profond aideront peut-être à la synthèse des travaux qu'un prochain colloque semblable à celui-ci permettra un jour de réaliser.

Je voudrais enfin souligner l'extrême importance du développement des techniques et méthodes de prélèvement, échantillonnage, mesure et calcul ; des progrès technologiques dépendent la fiabilité des engins et la valeur des données.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

DEUXIÈME PARTIE

COMMUNICATIONS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

QUELQUES ÉLÉMENTS SUR L'HYDROLOGIE DES OCÉANS INDIEN SUD ET ANTARCTIQUE (secteur Indien)

PAR

L. Gambéroni *

PREMIÈRE ANALYSE DES OBSERVATIONS HYDROLOGIQUES EFFECTUÉES DANS LA RÉGION DES KERGUELEN LORS DE LA MISSION ANTIPROD 1 — MD 12.

RÉSUMÉ

Description sommaire des différentes masses d'eau et de la circulation océanique du secteur compris entre le continent Antarctique et le 10° Sud (océan Indien). Séparation des masses d'eau en deux hydrosphères par l'isotherme 7°C (hydrosphère froide < 7°C — hydrosphère chaude > 7°C). Circulation générale essentiellement zonale en surface et méridienne en profondeur.

Présentation des observations hydrologiques effectuées le long du 66° 30 Est, entre les 40° et 62° Sud, en mars 1977, lors de la campagne ANTfPROD I. Région antarctique : résultats conformes au schéma classique ; par contre, absence de région subantarctique : fusion en un seul front des convergences antarctique et subtropicale.

ABSTRACT

We are describing briefly the distinct water masses and their general circulation in tbe Soutbern fndian Ocean between the Antarctic Continent and 10° Soutb. We will separate water masses in two regions (hydrospheres) situated on each side of the 7° isotherm (Cold hydrospbere < 7°C — Warm bydrosphere > 7°C). The general circulation is essentially zonal in the surface layers and meridional in tbe deep layers.

We are presenting hydrological stations on tbe 66° 30 E between 40° and 62° South, taken during ANTIPROD I Cruise, on March 1977. Results concerning tbe Antarctic region are classical but the subantarctic region is not present because Antarctic and Subtropical convergences coincide.

* Laboratoire d'Océanographie physique, Muséum national d'Histoire naturelle, 43-45, rue Cuvier, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

Un front hydrologique, le long du 10° Sud, divise l'océan Indien en deux régions, Nord et Sud. Entre ce front et le continent Antarctique, l'espace maritime se subdivise en trois régions, séparées l'une de l'autre par des fronts.

Vers le 41° Sud, le front dit de la convergence subtropicale sépare l'océan Indien Sud de l'océan Antarctique.

Dans l'océan Antarctique même, le front polaire antarctique ou convergence antarctique, situé vers le 48° Sud, sépare la région subantarctique au Nord, de la région antarctique proprement dite au Sud.

C'est à la convergence antarctique que la thermocline océanique principale remonte en surface. Cette discontinuité thermique divise l'océan en deux hydrosphères, froide et chaude. L'hydrosphère froide comprend les eaux dont la température est inférieure à 7° : elle représente environ 80 % des eaux océaniques. L'hydrosphère chaude (température supérieure à 7°) se limite aux couches supérieures de l'océan aux basses et moyennes latitudes.

I. — L'hydrosphère froide

a) *Au Sud de la Convergence Antarctique.*

Du Continent Antarctique à la Convergence Antarctique (48° Sud), (voir le bloc diagramme de Sverdrup, figure n° 1), la structure hydrologique se compose de trois masses d'eau qui sont, de la surface au fond : les eaux superficielles antarctiques, l'eau circumpolaire antarctique et l'eau de fond antarctique.

Les eaux superficielles antarctiques (0/250 m) sont froides et faiblement salées. Les températures varient de celle du point de congélation (voisin de — 1°9) à + 2° en hiver, à + 4°, + 5° en été. Les salinités, inférieures à 34 ‰ en été, s'élèvent avec la formation des glaces et peuvent atteindre, près du continent, des valeurs égales à 34,5 ‰. En été, cette masse d'eau présente un minimum thermique subsuperficiel caractéristique.

L'eau circumpolaire antarctique (250/3 000 m), plus chaude ($0°5 < T < 2°$) et plus salée ($34{,}70\ ‰ < S < 34{,}76\ ‰$) que les eaux sus et sous-jacentes, est de l'eau profonde qui s'est formée aux latitudes élevées de l'Atlantique Nord.

Enfin, aux profondeurs supérieures à 3 000 mètres, l'eau de fond antarctique est une eau dense ($\sigma \sim 27{,}88$), froide (température potentielle inférieure à 0°5) et légèrement moins salée que l'eau profonde sus-jacente ($34{,}65\ ‰ < S < 34{,}70\ ‰$). Elle se forme en grande partie dans la région de la mer de Weddell, par mélange entre des eaux superficielles très froides et de l'eau antarctique circumpolaire.

b) *Au Nord de la Convergence Antarctique.*

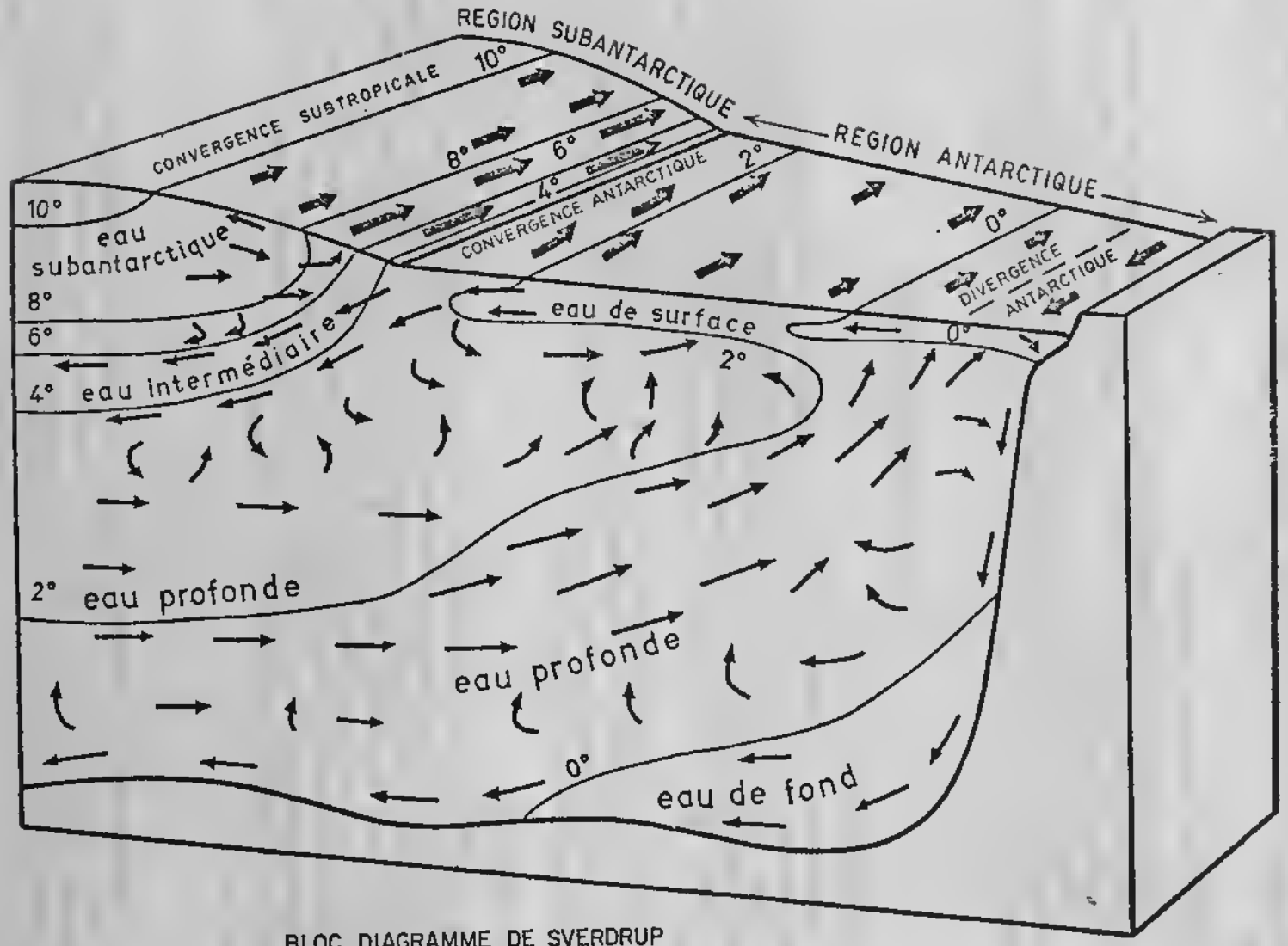
De la Convergence Antarctique au 10° Sud, sous la thermocline océanique principale, l'hydrosphère froide a aussi une structure à trois couches : on y retrouve l'eau de fond antarctique et l'eau profonde d'origine nord atlantique caractérisée par un maximum de salinité et une nouvelle masse d'eau caractérisée par un minimum de salinité, l'eau intermédiaire antarctique. Cette eau est le résultat du mélange des eaux de surface situées de part et d'autre du front polaire : les eaux superficielles antarctiques, entraînées vers le Nord par les vents dominants d'Ouest, rencontrent, au niveau du front, des eaux plus chaudes, plus salées et plus légères. Des mélanges ont lieu entre ces deux masses d'eau : il se forme alors une nouvelle masse d'eau qui s'enfonce sous les eaux plus légères en poursuivant sa progression vers le Nord. Cette plongée des eaux superficielles antarctiques se produit à la Convergence Antarctique.

II. — L'hydrosphère chaude

a) *Au Nord de la Convergence subtropicale.*

L'eau superficielle de l'océan Indien Sud est une masse d'eau, chaude et salée, délimitée en profondeur par la surface isotherme 12°. C'est la salinité élevée, d'origine subtropicale qui est la caracté-

Source : MNHN, Paris



BLOC DIAGRAMME DE SVERDRUP

Fig. 1.

Source : MNHN, Paris

ristique importante de cette masse d'eau : les salinités supérieures à 35 ‰, peuvent atteindre des valeurs égales à 36 ‰ dans la région centrée sur le 32° Sud-95° Est. Les températures augmentent régulièrement du Sud au Nord : en surface, elles sont comprises entre 15° et 29° en été, 12° et 27° en hiver.

b) *Au Sud de la Convergence subtropicale.*

Entre l'eau chaude et salée, d'origine subtropicale, de l'océan fndien Sud et les eaux superficielles antarctiques, froides et peu salées, se situe une région de transition, la région subantarctique (entre les latitudes 41° et 48° Sud).

Le long du 10° Sud, le front hydrologique qui limite, au Nord, l'océan Indien Sud, est marqué par un minimum de salinité subsuperficiel ; il sépare les eaux subtropicales oxygénées et pauvres en sels minéraux, des eaux du Nord, riches en sels nutritifs mais pauvres en oxygène.

III. — Circulation superficielle

a) *Océan Antarctique.*

La circulation superficielle (figure 2) est une circulation circumpolaire comprenant deux courants de dérive de directions opposées : le courant de dérive vers l'Ouest, le long du continent antarctique et jusqu'à la divergence antarctique, puis plus au Nord, le courant de dérive vers l'Est appelé courant circumpolaire antarctique. Ce courant, dont l'action se fait sentir à grande profondeur, joue un rôle essentiel dans l'bomogénéisation des eaux antarctiques et par suite dans l'hydrologie de l'océan Mondial.

Les eaux du courant de dérive des vents d'Ouest ayant une petite composante Nord, celles du courant de dérive des vents d'Est, une petite composante Sud, il s'ensuit, à la limite entre ces deux circulations, une divergence des eaux en surface, qui, associée à une remontée de l'eau circumpolaire antarctique, constitue la Divergence Antarctique.

b) *Océan Indien Sud.*

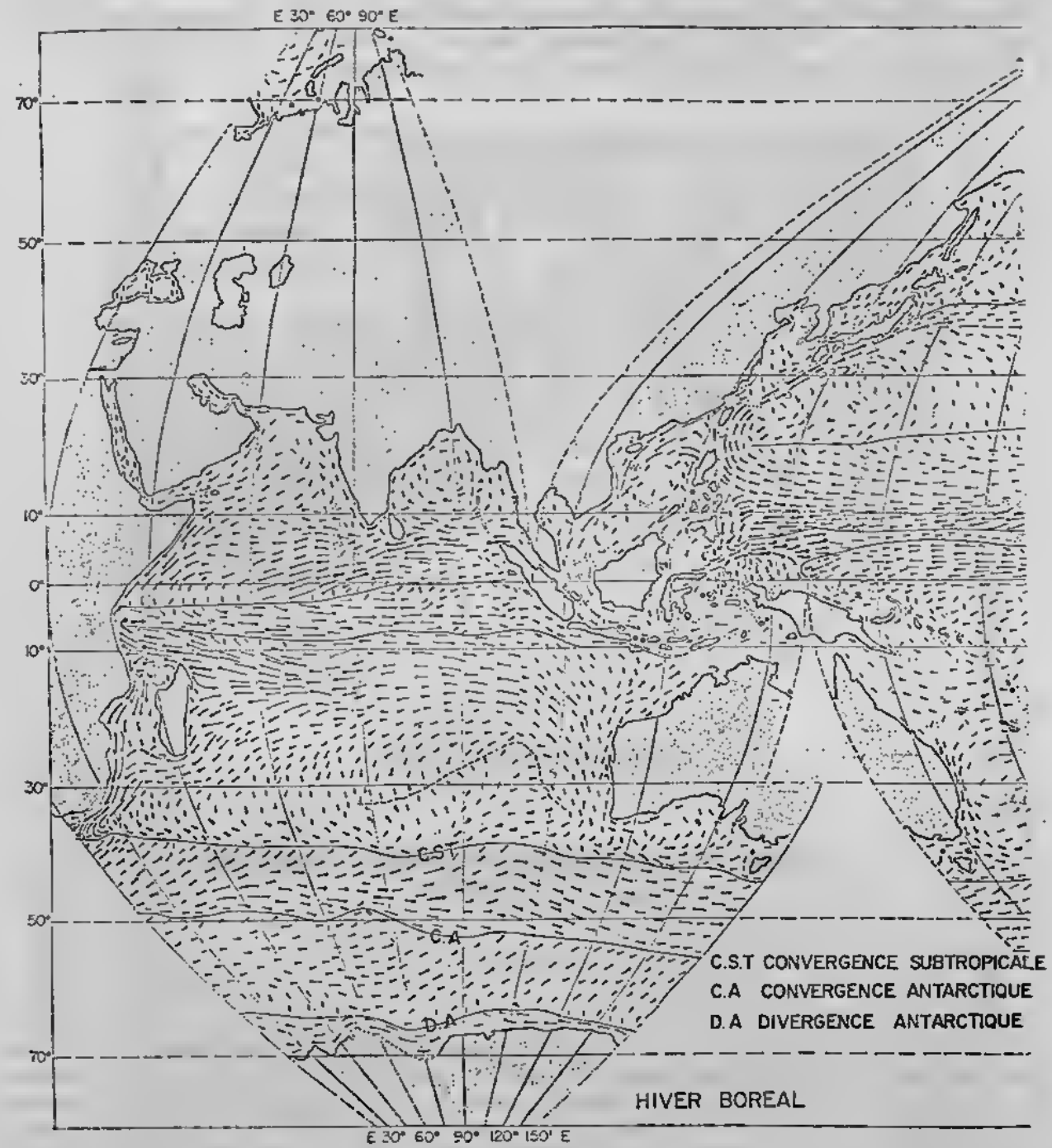
La circulation de surface est constituée par une grande cellule anticyclonique dont la branche septentrionale constitue le courant équatorial Sud ; la branche méridionale, elle, s'intègre au grand mouvement de dérive des vents d'Ouest. Sur les bords Ouest et Est de l'océan, la circulation est plus complexe. A l'Ouest, la cellule est fermée par un systéme de courants portant au Sud : le courant de Mozambique, le courant Est de Madagascar et le courant des Aiguilles. La fermeture à l'Est est beaucoup moins nette, il existe cependant un « Eastern boundary Current » le long des côtes australiennes, mais il s'y superpose des « effets de moussons » dus au continent australien : ainsi en hiver austral, il existe une circulation anticyclonique autour de l'Australie.

IV. — Circulation profonne

La circulation des eaux profondes, eau de fond et eau profonde proprement dite, semble, dans l'océan Indien, être moins active que dans l'océan Atlantique. L'eau profonde, d'origine Nord Atlantique, pénètre par le Sud de l'Afrique dans le secteur indien, à des immersions comprises entre 2 500 et 3 200 mètres ; elle s'étend d'une part vers l'Est, dans l'océan Austral avec le courant circumpolaire antarctique, d'autre part vers le Nord dans l'océan fndien Sud.

L'eau de fond antarctique, formée dans le secteur atlantique, en mer de Wenddell, s'écoule vers l'Est, le long du continent antarctique, arrive dans le secteur indien et se répand alors vers le Nord en suivant les voies offertes par la topographie du fond. Comme le suggère l'évolution des températures

Source : MNHN, Paris



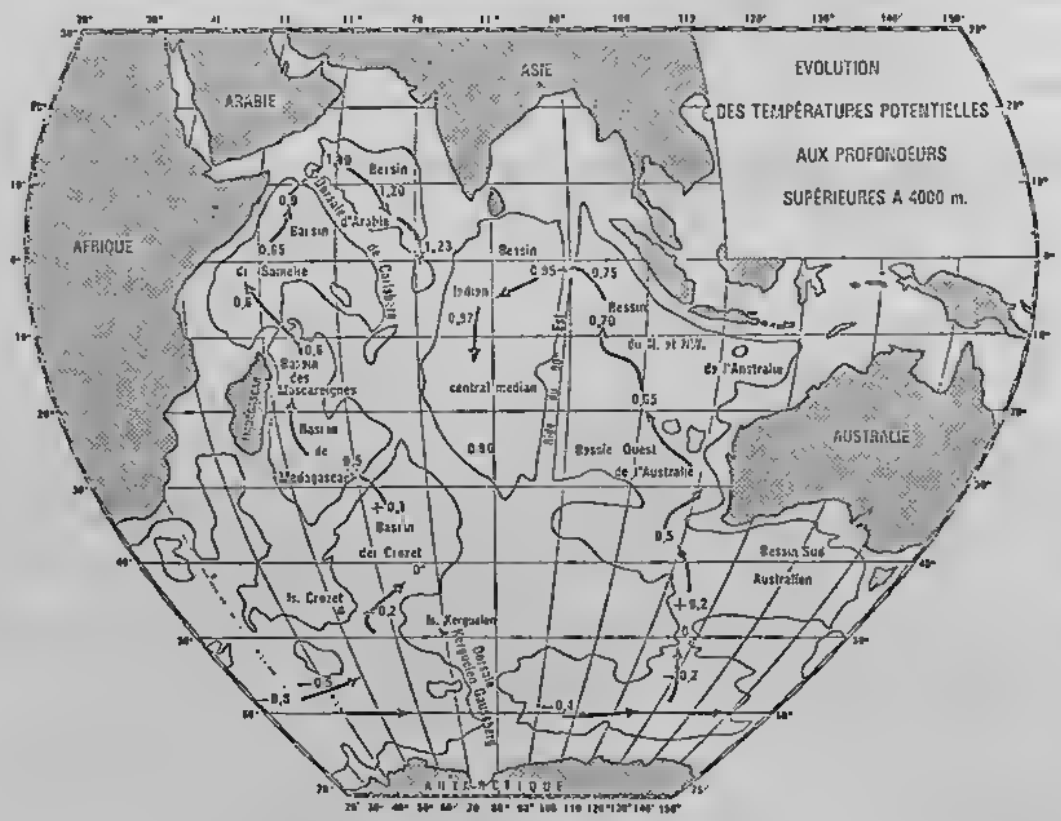
CIRCULATION ET FRONTS DANS L'OCEAN INDIEN

d'après DEFANT in Physical Oceanography (Vol 1) 1961

Fig. 2.

Source : MNHN, Paris

potentielles (figure 3), son extension vers le Nord se fait suivant deux veines d'eau, Ouest et Est : une première, issue du bassin atlantico-indien antarctique, alimente le bassin des Crozet puis successivement les bassins de Madagascar, des Mascareignes, de Somalie et d'Arabie ; une seconde veine d'eau, à l'Est, issue du bassin indien antarctique alimente les bassins Sud Australien, Ouest, Nord et Nord-Ouest de l'Australie et enfin le bassin indien central médian.



Extrait de : Cours d'Océanographie régionale . Océan Indien
por Paul TCHERNIA

Fig. 3

En résumé, malgré la division de ce secteur en deux régions océaniques distinctes, il y a continuité hydrologique de l'hydrosphère froide, du continent Antarctique au 10° Sud. Si l'on ne considère que les eaux situées sous la thermocline océanique principale, l'océan Indien Sud n'est que l'extension vers le Nord de l'océan Austral : il se présente comme une sorte de grand golfe de l'océan Antarctique.

En surface, les trois masses d'eau superficielle, antarctique, subantarctique et subtropicale, sont séparées par deux discontinuités hydrologiques liées à la circulation, les convergences, antarctique et subtropicale. Ces deux fronts sont de nature bien différente : la convergence subtropicale, bien que choisie comme limite septentrionale de l'océan Antarctique, est un simple « fait de surface », limité aux couches superficielles de l'océan. La convergence antarctique, au contraire, a une structure beaucoup plus profonde : les eaux superficielles antarctiques y plongent sous elle ; en outre, s'amorce, pour l'eau profonde circumpolaire, une ascension liée à la divergence antarctique.

Source : MNHN, Paris

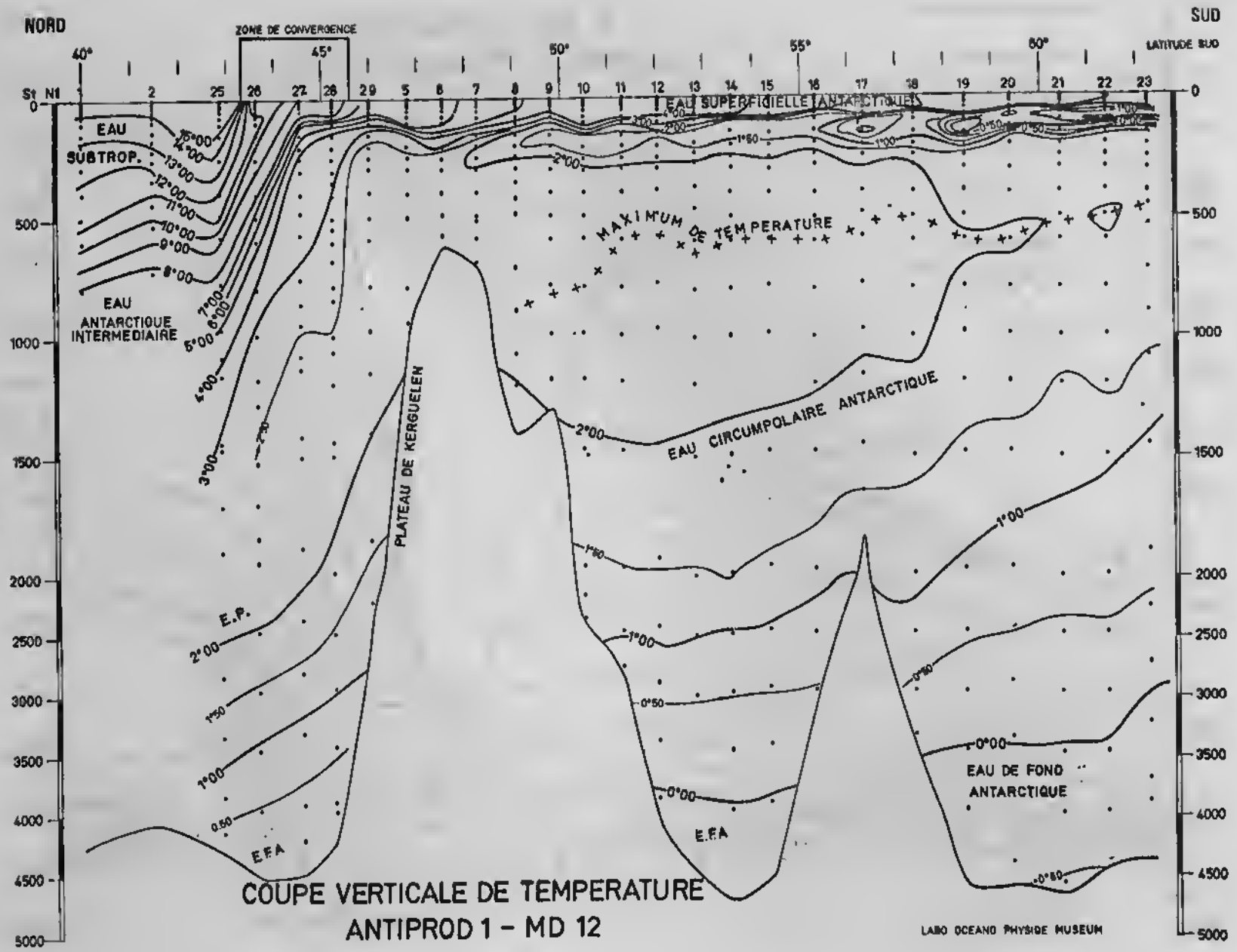


FIG. 4

COUPE VERTICALE DE TEMPERATURE
ANTIPROD 1 – MD 12

Source : MNHN, Paris

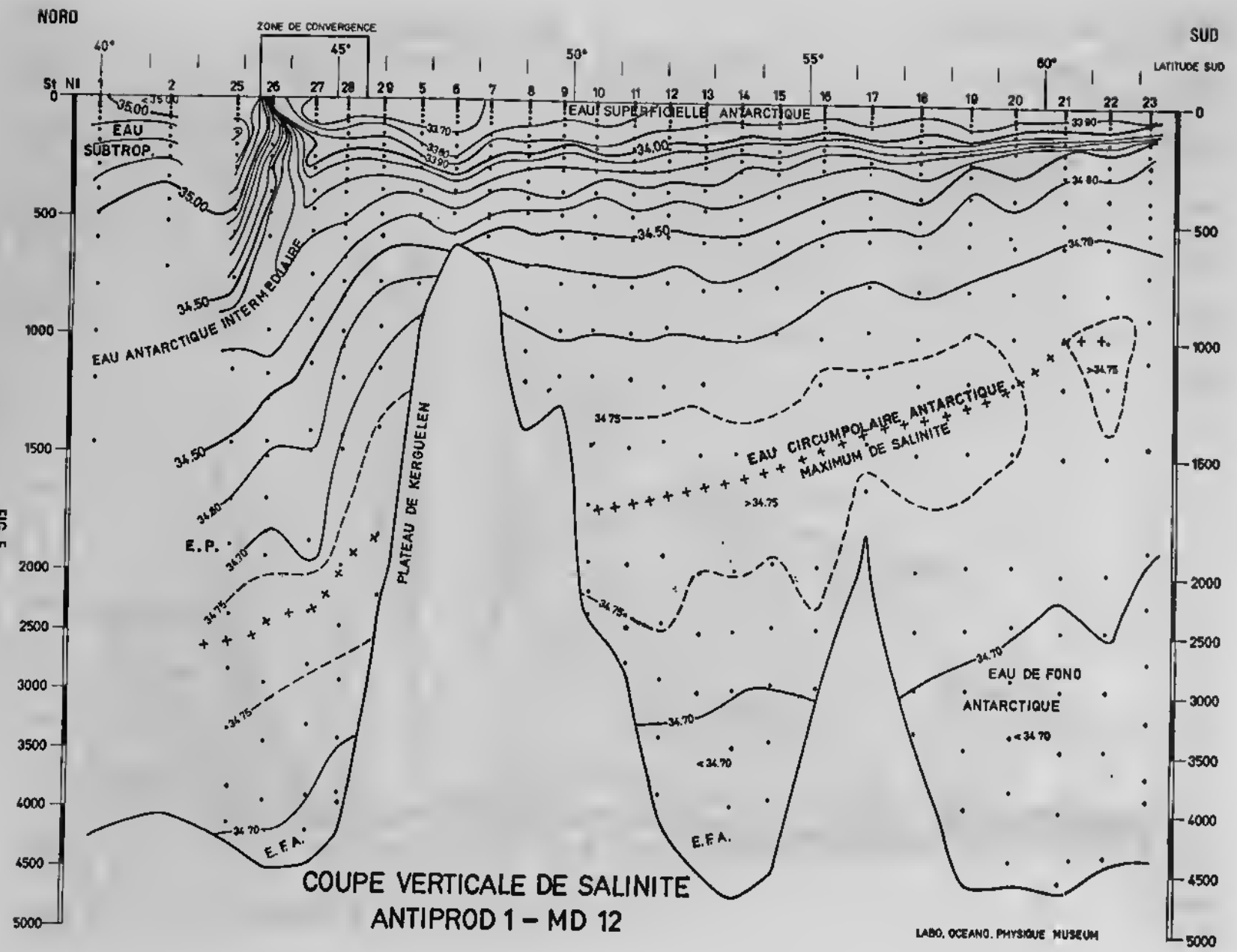


FIG. 5

COUPE VERTICALE DE SALINITE
ANTIPROD 1 – MD 12

Source : MNHN, Paris

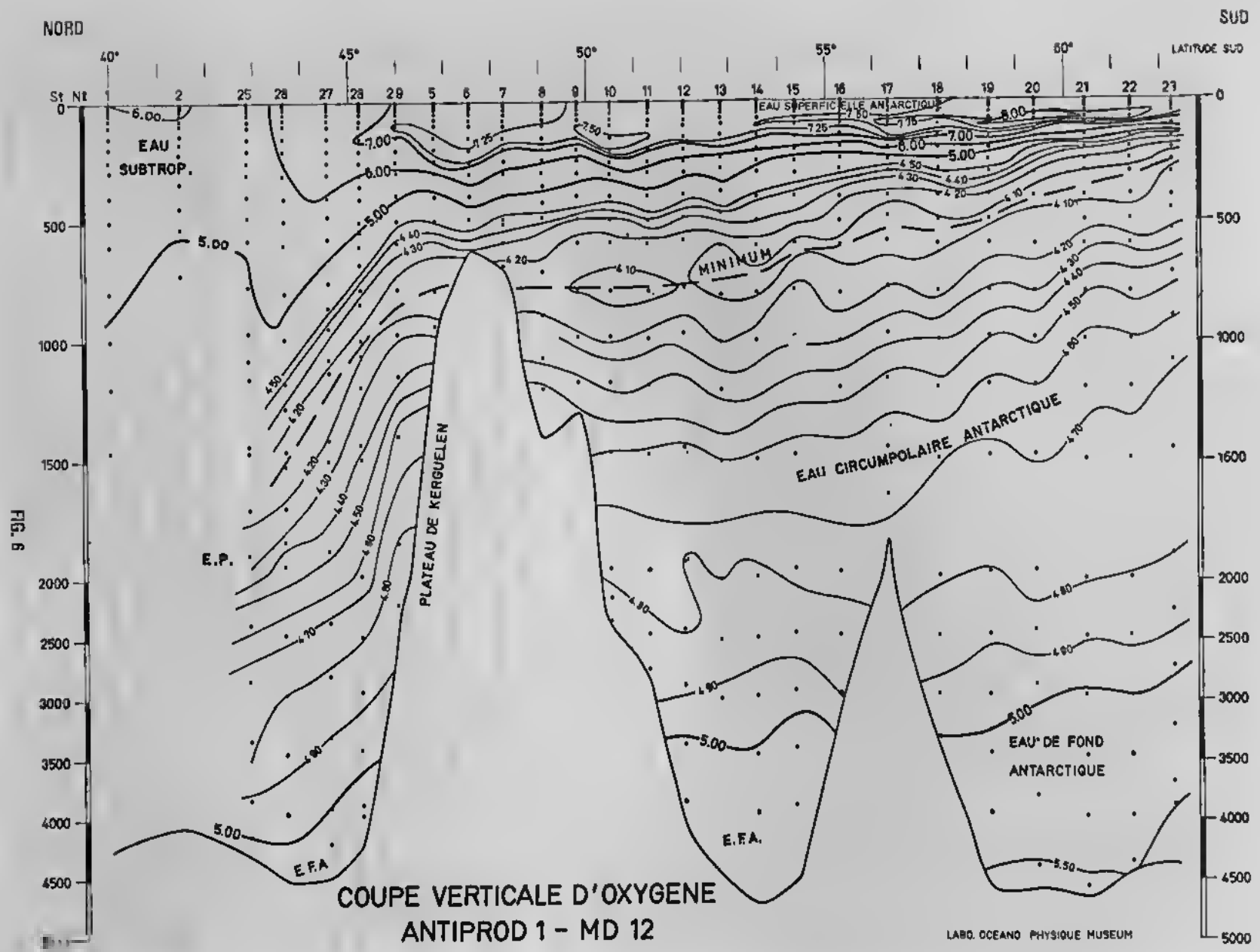


FIG. 6

Source : MNHN, Paris

Mission antiprod 1 — MD 12.

Cette campagne, exécutée en mars 1977, avait pour but essentiel l'étude de la production planctonique dans le secteur indien de l'océan Antarctique. A cette occasion, une section hydrologique a été effectuée le long de 66°30 Est, entre les latitudes 40° et 62° Sud. Si les résultats sont conformes aux données classiques, au Sud, dans la région antarctique proprement dite, ils en diffèrent de manière importante, au Nord, dans la région de transition entre la région antarctique et la région subtropicale.

Hydrologie de la région antarctique

Au Sud du 46° Sud, on retrouve, conformément au schéma classique, les trois masses d'eau de la région antarctique : les eaux superficielles, l'eau circumpolaire profonde et l'eau de fond.

Les eaux superficielles antarctiques sont marquées, en cette saison, par un minimum thermique subsuperficiel et par une couche de surface homogène, d'épaisseur comprise entre 30 et 75 mètres, réchauffée de faible salinité (salinité inférieure à 33,9 ‰). Les coupes verticales, de température, de salinité et d'oxygène (figures 4, 5 et 6), montrent, du Sud de la coupe au 46° Sud, un enfoncement de cette masse d'eau et du minimum thermique ainsi qu'une élévation progressive des températures : le minimum thermique passe de — 1°5, à 75 mètres, au Sud, à + 2°1, à 250 mètres, au Nord de la région ; en surface, on passe de + 1°6, température à la station 23, à une température supérieure à 6° à partir de la station 6. Les salinités de surface, assez irrégulières entre les stations 23 et 11 (salinités voisines de 33.8 ‰), diminuent ensuite régulièrement : le minimum de salinité, inférieur à 33.7 ‰, se situe entre les stations 7 et 26 (latitudes 48° et 44°30), il s'étend donc bien au-delà de la station 29 (46° Sud), limite Nord du minimum thermique.

L'eau circumpolaire antarctique est caractérisée par un maximum de température et de salinité et un minimum d'oxygène. Le maximum de salinité, situé à 2 500 mètres d'immersion au Nord du plateau des Kerguelen, remonte très nettement vers le Sud à partir de la station 27, et se trouve à 1 000 mètres d'immersion au Sud de la coupe : ceci met bien en évidence la remontée de l'eau profonde liée à la divergence antarctique.

Troisième masse d'eau, l'eau de fond antarctique est froide (température potentielle inférieure à 0°), oxygénée (teneur en oxygène supérieure à 5,00ml/l) et légèrement moins salée que l'eau profonde (salinité inférieure à 34,70 ‰).

Dans cette région, les caractéristiques de l'eau de fond sont encore assez proches de celles de l'eau type de la mer de Weddell : on a, en effet, dans celle-ci, les caractéristiques suivantes : T_{pot} = — 0,7, S = 34,66 ‰, O_2 = 6 ml/l. Ici, au Sud du plateau de Kerguelen, on trouve, à 4 000 mètres, les valeurs moyennes suivantes : T_{pot} = — 0,30, S = 34,67 ‰, O_2 = 5,30 ml/l. Au Nord du plateau de Kerguelen, dans le bassin de Crozet, les caractéristiques moyennes à 4 000 mètres, montrent déjà une très nette évolution : (T_{pot} = + 0°,40, S = 34,705 ‰, O_2 = 4,95 ml/l).

Le problème des convergences

Après analyse de l'ensemble des données recueillies lors de l'Expédition Internationale de l'océan Indien, Wyrtki (1973) a situé les convergences antarctique et subtropicale, respectivement aux latitudes 48° et 41° Sud, ces deux fronts étant séparés par une très large zone de transition : la région subantarctique. Cependant, les résultats de la mission MD 12 semblent indiquer que la zone de transition entre les régions antarctique et subtropicale est beaucoup plus réduite dans la région du 66°30 Est. En effet, alors que nous sommes encore en région antarctique à la station 29 (46° Sud) (présence du minimum thermique), les caractéristiques des eaux superficielles de la station 25 (42°52 Sud) sont déjà très nettement subtropicales (15°5 et 35,3 ‰) : la transition se fait donc sur une distance inférieure à trois degrés de latitude. Les coupes verticales (figures 4, 5 et 6) semblent indiquer

Source : MNHN, Paris

une seule zone de convergence, centrée sur le 44° Sud. Cependant, la convergence antarctique, plongée des eaux superficielles antarctiques, est mise en évidence sur la coupe verticale de salinité, par la présence du minimum de salinité caractéristique de l'eau intermédiaire antarctique ; ce minimum de salinité, compris entre les isothermes 3° et 4°, se situe juste sous le front thermique, 4°/8°. La convergence s'amorce au Nord de la Station 29, avec la brusque plongée de l'isotherme 3°C. Plus au Nord, entre les Stations 26 et 25, de 100 à 600 mètres, le front halin (34,8/35,4 ‰) est associé à un second front thermique (9°/15°C) : les salinités et les températures de ces fronts correspondent assez bien aux valeurs généralement trouvées à la convergence subtropicale. Entre les Stations 29 et 26, dans la zone de convergence, les eaux de surface, qui se réchauffent graduellement, conservent cependant, avec leurs faibles salinités, leur caractéristique antarctique. Un double front, thermique et halin, au Nord de la Station 26 sépare, en moins de 40 kilomètres (enregistrement au thermosalinographe), les eaux antarctiques modifiées (10°8/33.8 ‰) des eaux subtropicales (15°5/35.2 ‰).

La fusion des deux fronts en une unique zone de convergence sans région de transition subantarctique apparente, est à rapprocher de la carte de la topographie dynamique de surface de la région Sud-Ouest de l'océan Indien, faite par Le Pichon (1960). Cette carte montrait que les deux veines de courant, que l'on pouvait assimiler aux convergences, antarctique et subtropicale, séparées, entre 30° et 45° Est, par une région de courant faible (région subantarctique), se réunissaient en une seule veine de courant fort, centrée sur le 42° Sud, au Nord de Crozet, par suite de la déviation vers le Nord de la veine de courant Sud. La déviation des lignes de courant en amont des îles Crozet, avait déjà été signalée par Lacombe (1951). Étudiant la circulation dans le bassin indien austral, cet auteur avait signalé l'influence du socle des îles Prince Edward et Crozet sur la circulation superficielle. La topographie dynamique montrait une déviation des isobathes dynamiques sur la gauche en amont du socle et une déviation à droite en aval du socle. La veine de courant fort, comprise entre les isobathes 80 et 120 cm dyn/1 000 dbars, était observée, au niveau du 66° Est, entre 45°30 et 42° de latitude Sud : ces valeurs sont très voisines de celles trouvées à MD 12 (zone de convergence : 45°40 — 43°20 Sud).

Ces observations sur le 66°30 Est font donc apparaître la nécessité d'entreprendre une étude hydrologique systématique, au niveau des fronts, dans la région centrale Kerguelen-Crozet. Cette région demeure encore aujourd'hui, vu la rareté des observations, une des régions les moins bien connues de cet océan.

RÉFÉRENCES CITÉES

Lacombe (H.). — Application de la méthode dynamique à la circulation dans l'Océan Indien, au printemps boréal et dans l'Océan Antarctique pendant l'été austral. *Cah. Océanogr.*, n° 10, 1951, p. 459-469.

Le Pichon (X.). — The deep-water circulation in the southwest Indian Ocean *J. Geoph. Res.*, vol. 65, n° 12, 1960, p. 4061-4074.

Sverdrup (H. U.), Johnson (M. W.) and Fleming (R. H.). — The Oceans. Their physics, chemistry and general biology. New-York, Prentice Hall, 1942.

Tchernia (P.). — Cours d'Océanographie Régionale. Paris, Service Hydrographique de la Marine, 1969.

Wyrtki (K.), Bennett (E. B.) and Rochford (D. J.). — Oceanographic Atlas of the international Indian Ocean expedition. Washington D.C., Nat. Science Foundation, 1971.

Wyrtki (K.). — Physical Oceanography of the Indian Ocean. *In* : Ecological studies analysis and synthesis. Berlin : Springer-Verlag, 1973, vol. 3, p. 18-36.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

GEOPHYSIQUE

STRUCTURE ET ÂGE DE L'OCÉAN INDIEN

PAR

R. SCHLICH *

L'océan Indien se caractérise par un système complexe de dorsales médio-océaniques qui s'étend depuis le golfe d'Aden jusqu'aux îles Mascareignes où il se subdivise en deux branches distinctes, la dorsale ouest-indienne et la dorsale est-indienne, qui séparent l'Antarctique de l'Afrique et de l'Australie. De nombreux plateaux sous-marins ou rides asismiques, interprétés soit comme des soulèvements de la croûte océanique (exemple : la ride du 90e Est), soit comme des édifices volcaniques (exemple : la ride des Chagos-Laccadive), soit encore comme des fragments continentaux (exemple : le banc des Seychelles), délimitent avec les dorsales actives et les masses continentales environnantes un certain nombre de bassins océaniques profonds (figure 1).

L'exploration de l'océan Indien n'a réellement débuté qu'avec le lancement de l'Expédition Internationale dans l'océan Indien, entre 1959 et 1966. Le programme de recherche français, focalisé pour commencer sur l'étude des deux branches de la dorsale médio-indienne, au sud des îles Mascareignes, a débuté en 1967 avec le *Galliéni* (T.A.A.F.) et s'est poursuivi, à partir de 1973, avec le *Marion Dufresne* (T.A.A.F.) et en 1977 avec le *N.O. Suroît* (C.N.E.X.O.). L'ensemble des routes totalise à présent quelque 270 000 km de profils couvrant un vaste secteur de l'océan Indien, compris essentiellement entre les îles Seychelles et 60° Sud, les côtes africaines et la longitude des îles Saint-Paul et Amsterdam (figure 2). A ces données, il faut ajouter les profils réalisés par différentes institutions étrangères ; ces profils se situent pour la plupart au nord des îles Mascareignes et s'étendent à travers le bassin Indien central, au-delà de la ride du 90e Est, jusqu'au bassin de Wharton.

L'interprétation des profils bathymétriques, magnétiques et sismiques a permis de définir les grandes lignes structurales de l'océan Indien occidental, de dater par les anomalies magnétiques plusieurs grands bassins océaniques et de préciser la structure et la nature de certains plateaux sous-marins ou rides asismiques. Les forages profonds effectués dans l'océan Indien par le *Glomar Challenger*, au cours de l'année 1972, ont largement contribué à la compréhension de l'histoire géologique complexe de cet océan et ont permis d'expliciter la chronologie des événements qui ont marqué la formation de l'océan Indien, au moins depuis le Crétacé supérieur (figure 3) et de proposer pour le Paléocène et le Crétacé supérieur une nouvelle échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre.

* Laboratoire de Géophysique marine, Institut de Physique du Globe, 4, avenue de Neptune, 94100 Saint-Maur-des-Fossés.

Source : MNHN, Paris

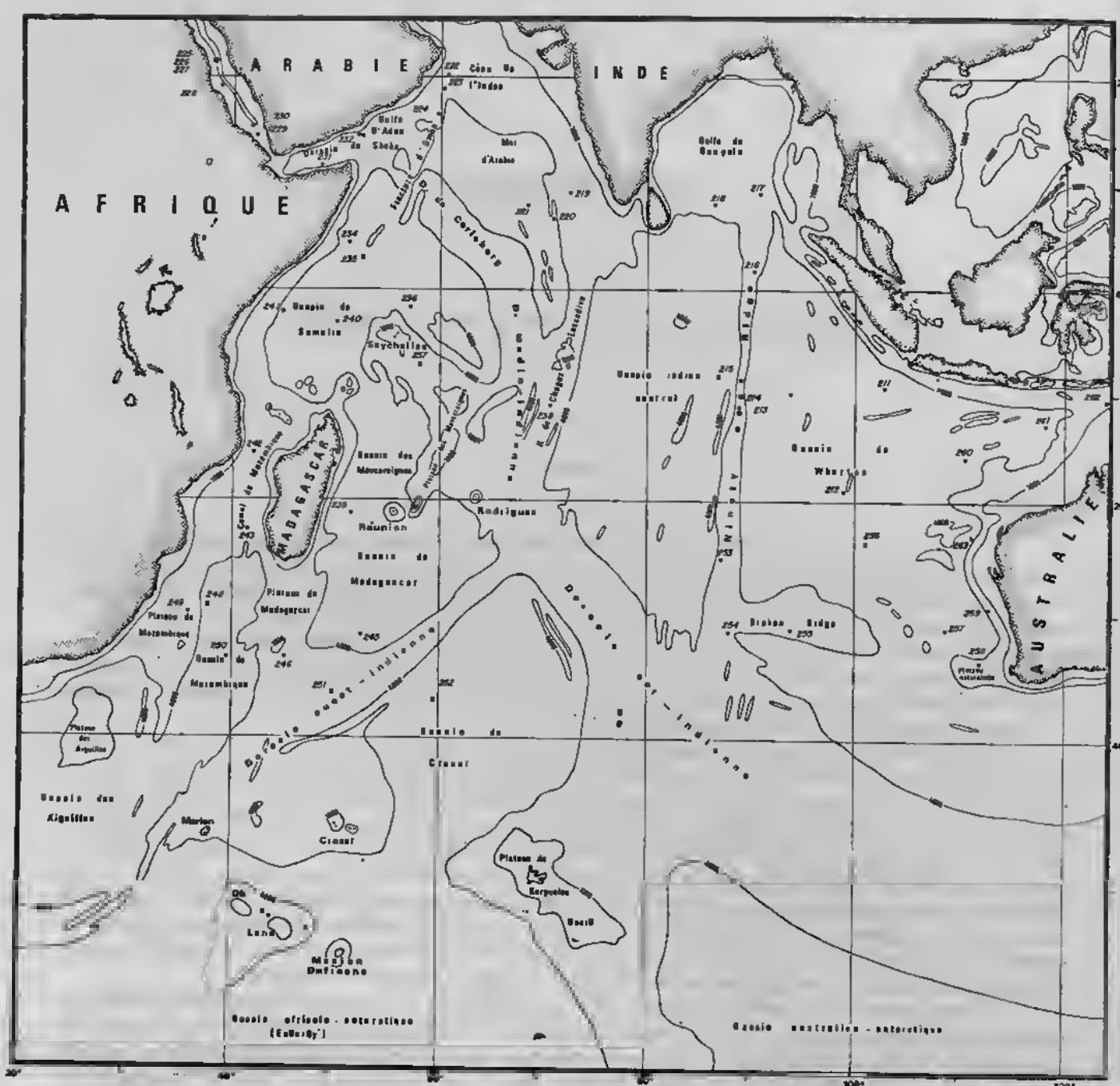


FIG. 1. — Carte bathymétrique simplifiée (isobathes 1 000 m et 4 000 m) et principales unités structurales de l'océan Indien. Les forages profonds du *Glomar Challenger* sont indiqués par des points et identifiés par leur numéro.

Source : MNHN, Paris

FIG. 1. — Carte bathymétrique du canal de Mozambique

Source : MNHN, Paris

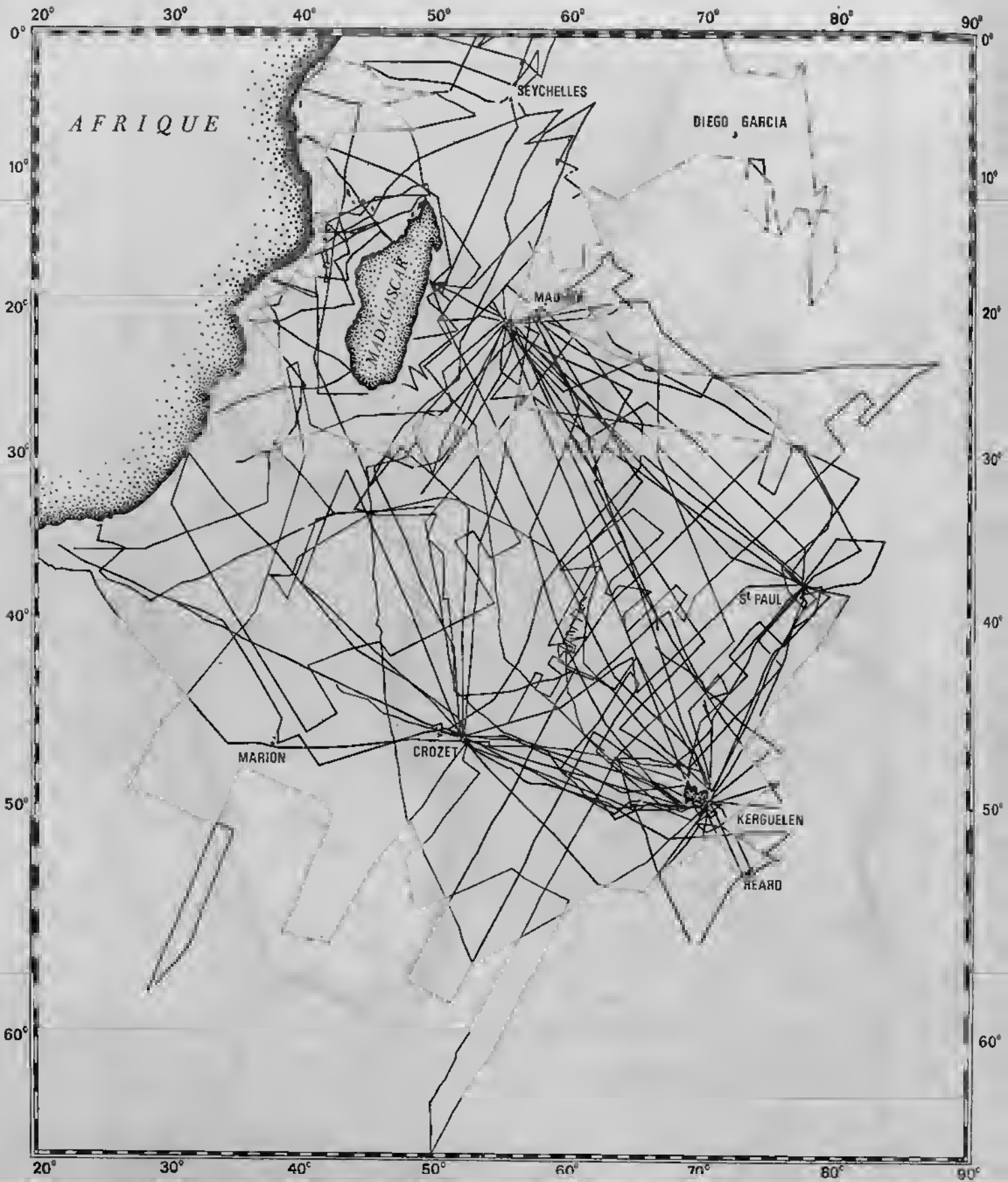


FIG. 2. — Campagnes océanographiques du *Gallieni* (1967-1972), du *Marion Dufresne* (1973-1976) et du *N. O. Suroît* (1977).

Source : MNHN, Paris

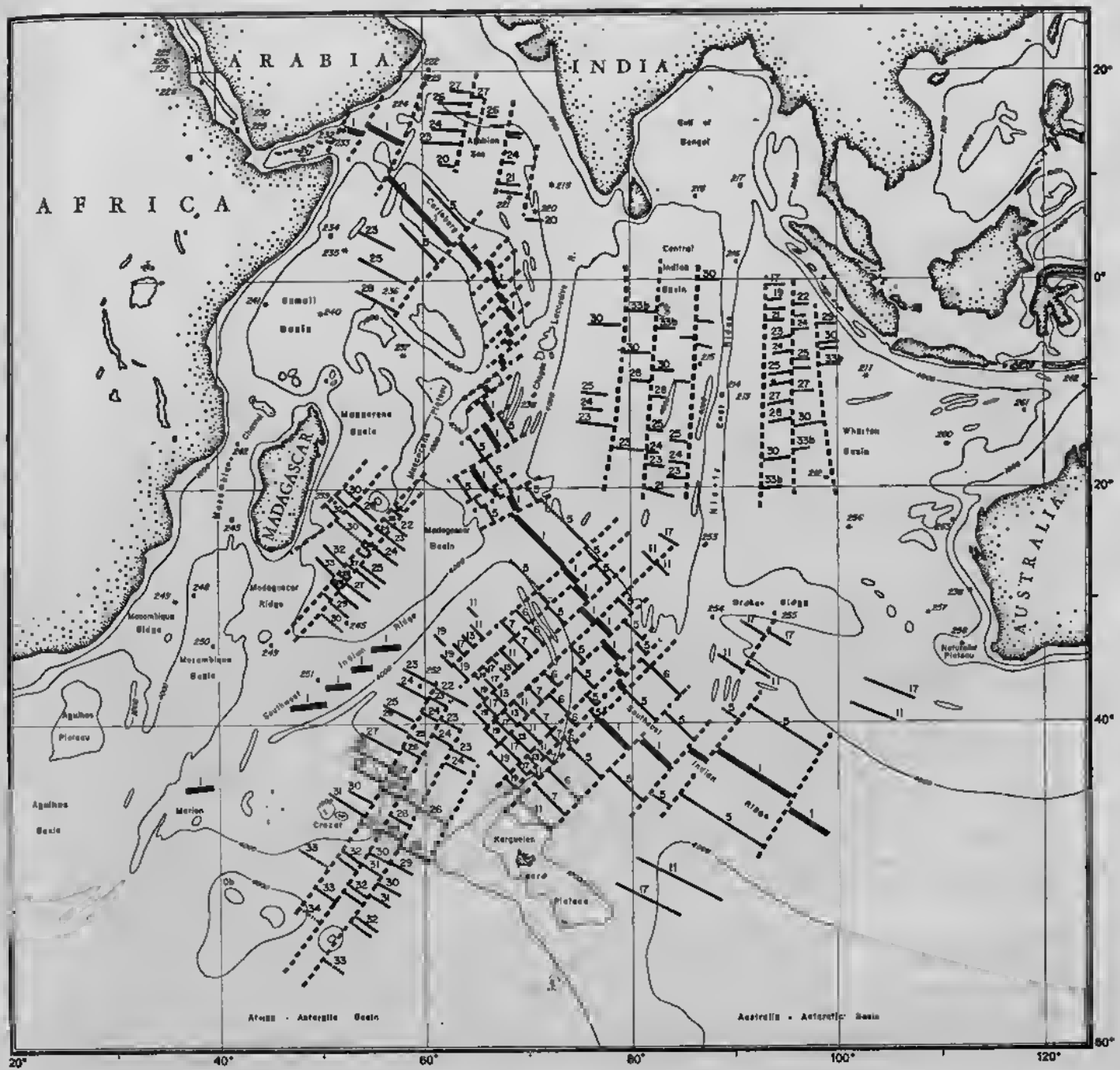


FIG. 3. — Zones de fracture et linéations magnétiques dans l'océan Indien. La numérotation des anomalies magnétiques est conforme au schéma proposé par Pittman et Heirtzler (1966) et Heirtzler *et al.* (1968).

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LE CANAL DE MOZAMBIQUE : MORPHOLOGIE ET STRUCTURES

PAR

J. SEGOUFIN *

L'histoire géologique du canal de Mozambique (figure 1) est importante lorsque l'on aborde le problème de l'évolution de l'océan Indien, et de la reconstruction du Gondwana.

L'analyse des profils de sismique réflexion a permis de définir le caractère des principales unités structurales. Le bassin sédimentaire du canal de Mozambique est limité à l'Ouest par la côte africaine et la ride de Mozambique, à l'Est par la ride de Davie. Les profils sismiques montrent l'existence d'une épaisse couverture sédimentaire. On observe dans ce bassin des phénomènes volcaniques importants au niveau des îles Bassas da India et Europa.

La ride de Davie, orientée sensiblement sud-nord, partage en deux le canal de Mozambique. Les profils sismiques montrent une différence d'épaisseur sédimentaire de part et d'autre de cet accident, mettant ainsi en évidence le rôle de barrière sédimentaire joué par cette structure. Les carottages effectués au cours de la campagne « Indinor 2 », ont montré la présence d'argilites et de grès arkosiques sous une couverture sédimentaire allant du Crétacé moyen au Plio-Quaternaire. Cette couverture sédimentaire garde les traces d'importants mouvements verticaux.

Le plateau marginal malgache est caractérisé par une faible épaisseur de sédiments sur un socle acoustique très rugueux d'origine volcanique. Le passage du plateau marginal malgache au bassin des Comores s'effectue par une série de failles entaillant profondément le socle. Au Sud, les basaltes Crétacé supérieur passent en continuité dans le bassin profond du canal de Mozambique.

Le bassin des Comores est caractérisé par une épaisse série sédimentaire. Deux alignements topographiques de direction Nord-Nord-Ouest Sud-Sud-Est, ont été mis en évidence dans ce bassin. Ils correspondent au prolongement de traits structuraux reconnus à terre au nord de Madagascar et dans l'archipel des Comores.

Les profils magnétiques réalisés dans le canal de Mozambique se caractérisent par une absence d'anomalie magnétique notable, excepté à proximité des îles volcaniques qui le jalonnent. Dans la partie sud-ouest du canal, vers 22°30'S, on observe un brusque changement de la nature du socle, marqué par un alignement d'épicentres (est-ouest). Ce changement correspondrait à la limite du domaine océanique du bassin de Mozambique. D'ailleurs on reconnaît à ce niveau la séquence des anomalies magnétiques mésozoïques M 22 à M 0 (environ 150 m.a. à 105 m.a.).

* Laboratoire de Géophysique marine, Institut de Physique du Globe, 4, avenue de Neptune, 94100 Saint-Maur-des-Fossés.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

L'OCÉAN INDIEN OCCIDENTAL : LA DORSALE EST-INDIENNE

PAR

R. Schlich *

La dorsale est-indienne sépare les plaques Australie et Antarctique ; elle s'étend depuis le point triple de Rodriguez (25°30'S-70°E) jusqu'à la dorsale Pacifique-Antarctique, en passant à proximité immédiate des îles Amsterdam et Saint-Paul puis des îles Macquarie. Au nord des Mascareignes, la dorsale est-indienne est prolongée par la dorsale médio-indienne, puis par la dorsale de Carlsberg et de Sheba.

La structure de la dorsale est-indienne a été esquissée dès 1967 et précisée en 1971. Schlich et Patriat (1967, 1971), Le Pichon et Heirtzler (1968) ont reconnu et localisé les anomalies magnétiques axiales en mettant en évidence un certain nombre de décalages de l'axe de la dorsale, liés à des zones de fracture orientées à 45°E. Le taux (demi) actuel d'expansion est de 3,4 cm/an.

Le bassin Indien central d'une part et les bassins de Crozet et de Madagascar séparés par la dorsale ouest-indienne d'autre part, ont été créés symétriquement par rapport à l'axe de la dorsale est-indienne par expansion océanique depuis le Crétacé supérieur (anomalie 34). Le bassin Indien central limité à l'est par la ride du 90e Est, à l'ouest par la ride des Chagos-Laccadive et au nord par les Indes, a surtout été étudié par McKenzie et Sclater (1971), Sclater et Fisher (1974) et Sclater *et al.* (1976). Les bassins de Crozet et de Madagascar, limités au nord-ouest et à l'ouest par le bassin des Mascareignes et le plateau de Madagascar et au sud, au-delà des îles Kerguelen et Crozet, par la chaîne des monts sous-marins de l'Ob, de la Léna et du Marion Dufresne, ont été reconnus au cours des campagnes du *Galliéni* et du *Marion Dufresne* (Schlich, 1975). Les zones de fracture ont été cartographiées avec précision, les directions d'expansion ont été définies et les taux d'expansion correspondants ont été calculés (figures 1, 2, 3, 4 et 5).

Les différentes phases d'expansion reconnues et les changements de direction observés, dont le plus important se situe à l'Éocène moyen, apparaissent synchrones dans le bassin Indien central, le bassin de Crozet et le bassin de Madagascar.

Les principaux résultats sont présentés sur la figure 3 du chapitre « Structure et âge de l'océan Indien ».

RÉFÉRENCES CITÉES

Le Pichon, X. et Heirtzler, J. R., 1968. — Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.*, V. 73, p. 2101-2117.

McKenzie, D. P. et Sclater, J. G., 1971. — The evolution of the Indian Ocean since Late Cretaceous. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, V. 25, p. 437-528.

* Laboratoire de Géophysique marine, Institut de Physique du Globe, 4, avenue de Neptune 94100 Saint-Maur-des-Fossés.

Source : MNHN, Paris

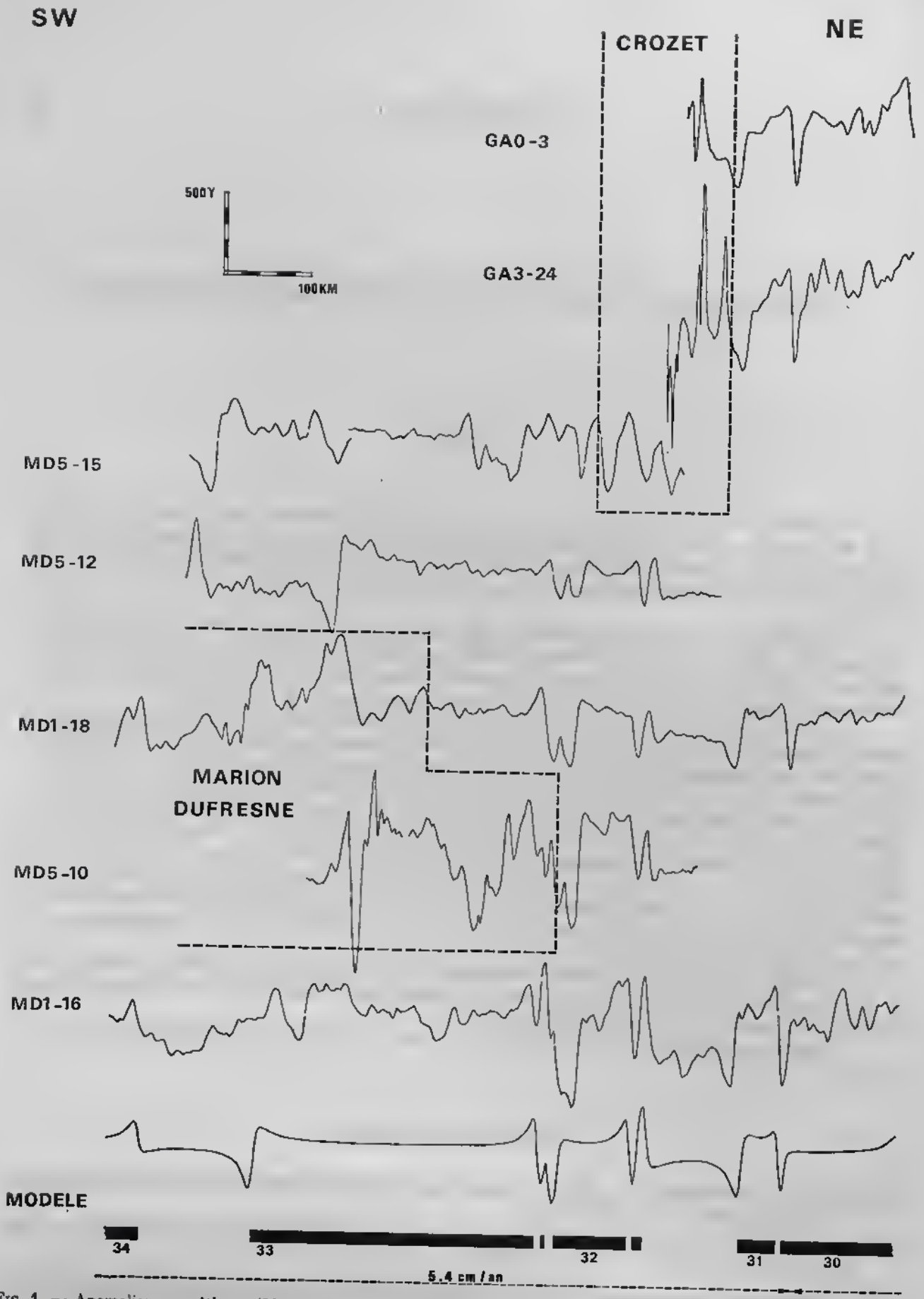


FIG. 1. — Anomalies magnétiques (34 à 31) dans le bassin de dorsale projetées à 36°E, perpendiculairement aux linéations magnétiques. Le profil théorique est calculé pour une Crozet, orientée à 120°E, créée à 50°S avec un taux (demi) d'expansion de 5,4 cm/an et observée à 51°S et 54°E.

Source : MNHN, Paris

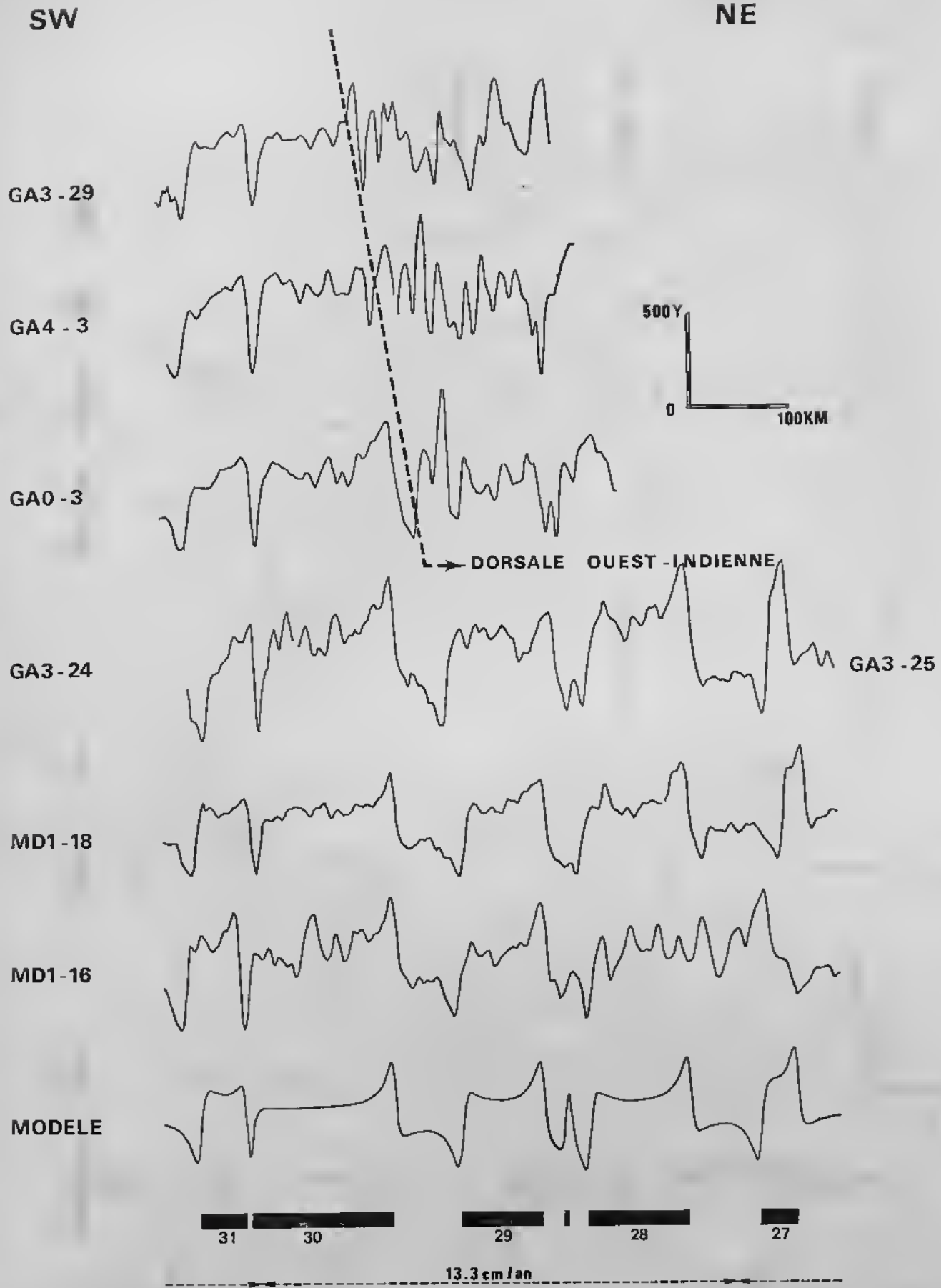


FIG. 2. — Anomalies magnétiques (30 à 28) dans le bassin de Crozet, projetées à 28°E, perpendiculairement aux linéations magnétiques. Le profil théorique est calculé pour une dorsale orientée à 120°E, créée à 50°S avec un taux (demi) d'expansion de 13,3 cm/an et observée à 47°S et 56°E.

Source : MNHN, Paris

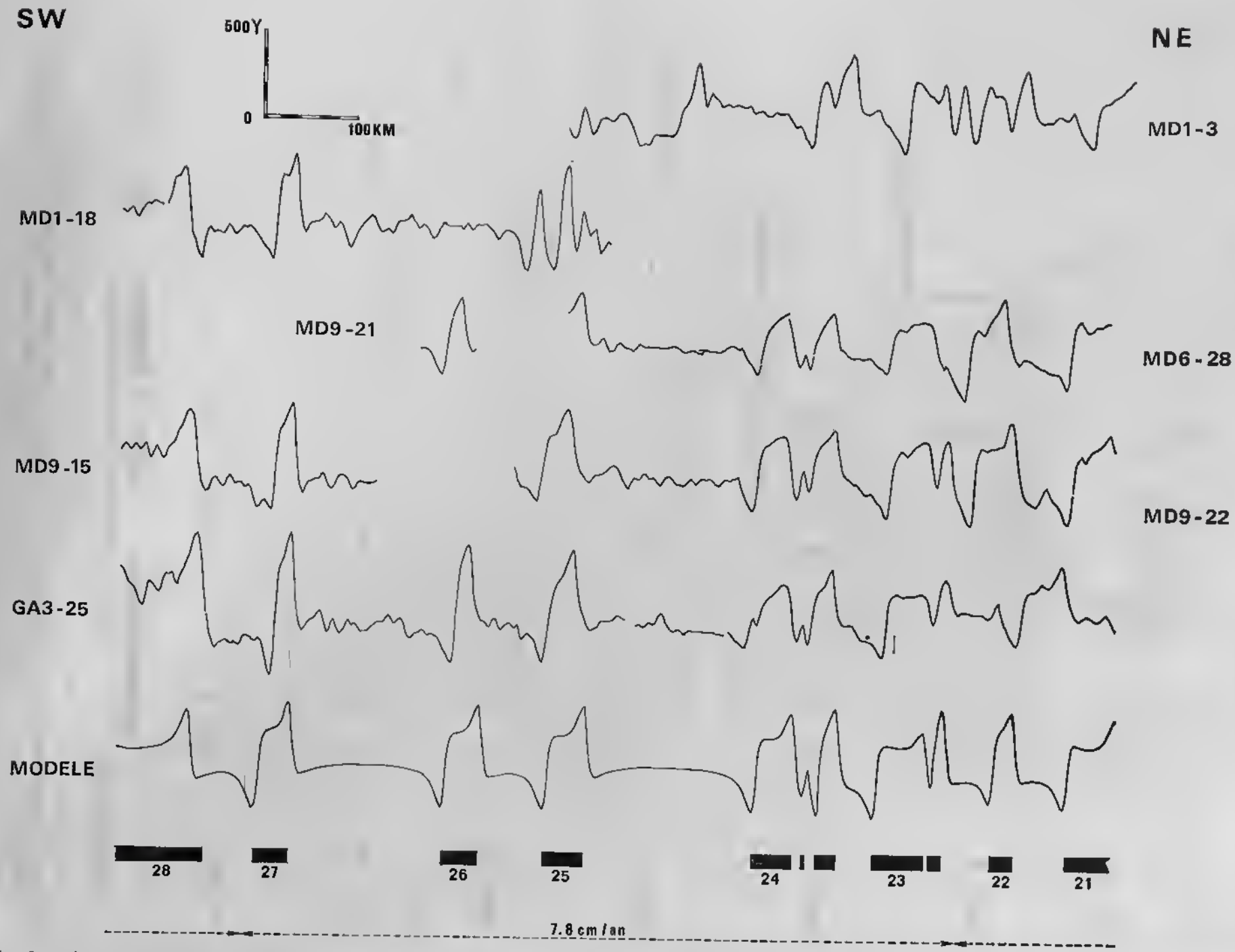


FIG. 3. — Anomalies magnétiques (27 à 23) dans le bassin de Crozet, projetées à 28°E, perpendiculairement aux linéations magnétiques. Le profil théorique est calculé pour une dorsale orientée à 120°E, créée à 50°S avec un taux (demi) d'expansion de 7,8 cm/an et observée à 40°S et 60°E.

Source : MNHN, Paris

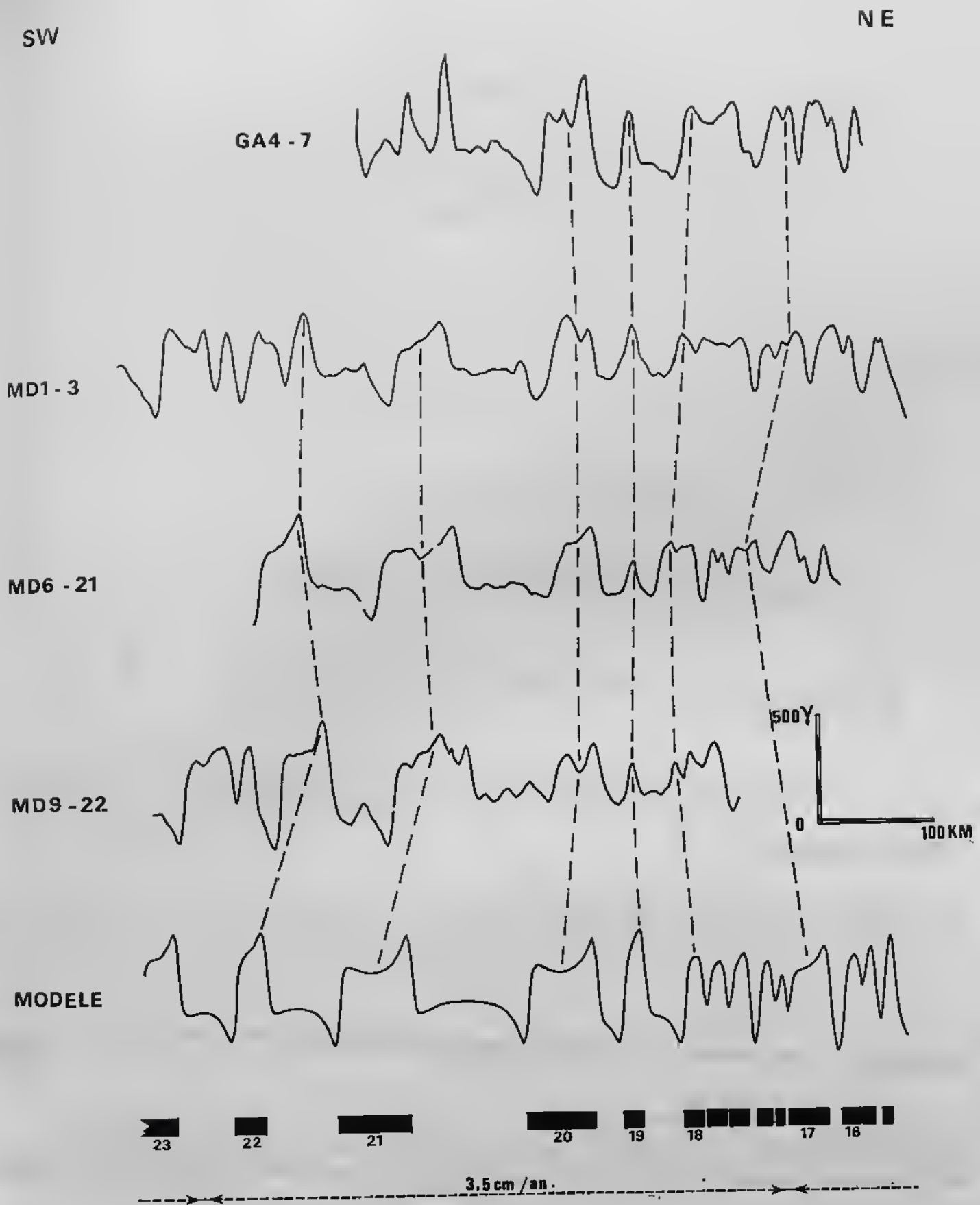


FIG. 4. — Anomalies magnétiques (22 à 18) dans le bassin de Crozet, projetées à 45°E, perpendiculairement aux linéations megnétiques. Le profil théorique est calculé pour une dorsale orientée à 135°E, créée à 40°S avec un taux (demi) d'expansion de 3,5 cm/an et observée à 40°S et 65°E.

Source : MNHN, Paris

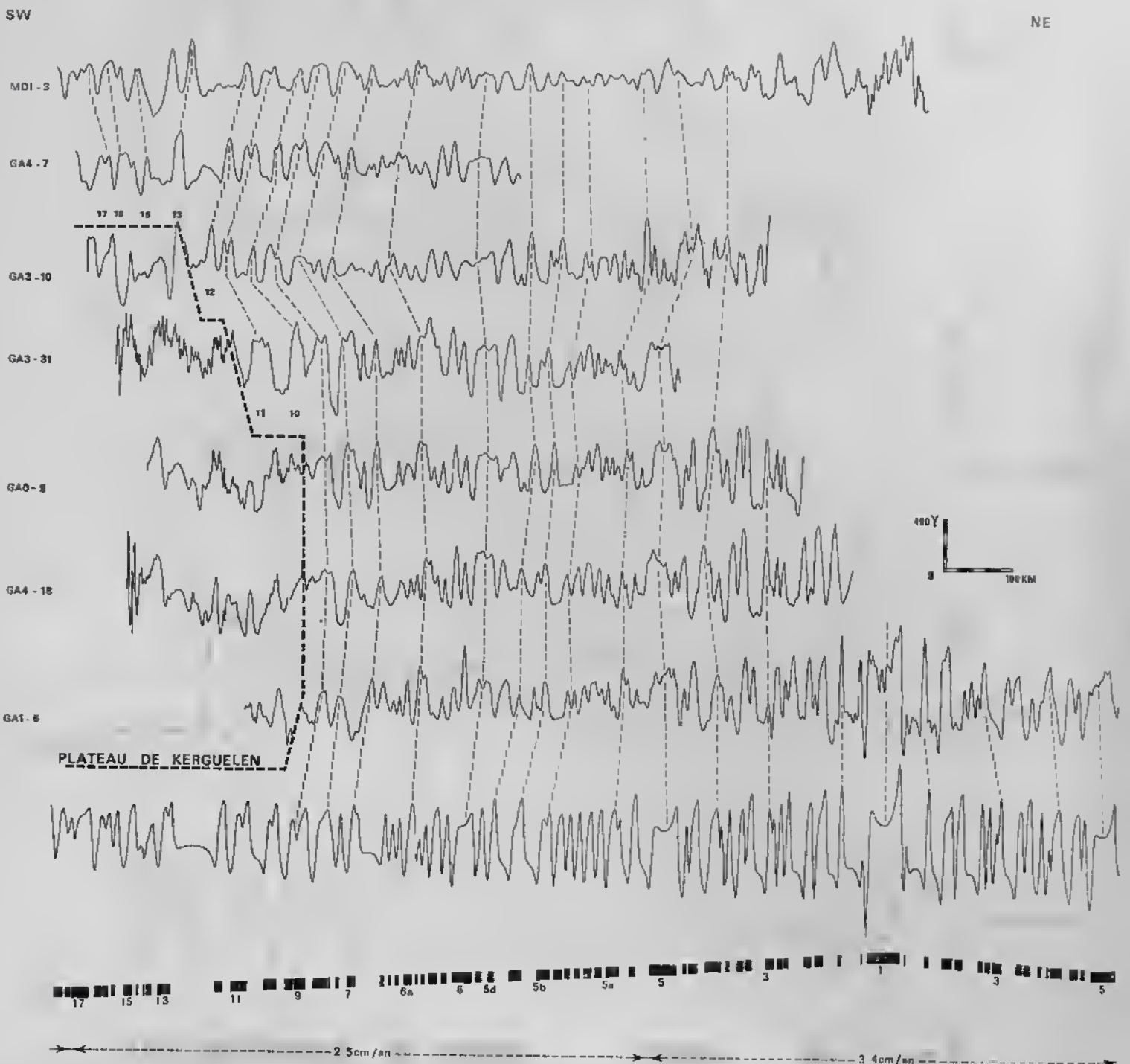


FIG. 5. — Anomalies magnétiques (17 à 1) associées à la dorsale est-indienne, projetées à 45°E, perpendiculairement aux linéations magnétiques. Le profil théorique est calculé pour une dorsale orientée à 135°E, créée à 40°S et observée entre 40°S et 35° S. Le taux (demi) d'expansion est de 2,5 cm/an pour les anomalies 17 à 5 et de 3,4 cm/an pour les anomalies 5 à 1.

Source MNHN, Paris

Schlich, R. et Patriat, P., 1967. — Profils magnétiques sur la dorsale médio-océanique « Indo-Pacifique », *Ann. de Géophys.*, V. 23, p. 629-633.

Schlich, R. et Patriat, P., 1971. — Anomalies magnétiques de la branche est de la dorsale médio-indienne entre les îles Amsterdam et Kerguelen. *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 272, p. 773-776.

Schlich, R., 1975. — Structure et âge de l'océan Indien occidental. *Soc. Géol. France*, Mém. Hors série, n° 6 p. 1-103.

Sclater, J. G. et Fisher, R. L., 1974. — Evolution of the east central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast-Ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 85, p. 683-702.

Sclater, J. G., Luyendyk, B. P. et Meinke, L., 1976. — Magnetic lineations in the southern part of the Central Indian Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 87, p. 371-378.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

L'OCÉAN INDIEN OCCIDENTAL : LA DORSALE OUEST-INDIENNE

PAR

Ph. PATRIAT *

La dorsale ouest-indienne correspond à la branche ouest d'un système de trois dorsales qui caractérisent l'océan Indien et qui se rejoignent en un point triple situé à 25°30'S et 70°E, au sud-est de l'île Rodriguez. On considère uniquement la partie comprise entre ce point triple et la longitude de Madagascar.

La dorsale ouest-indienne est marquée par une topographie très accidentée de direction générale sud-ouest-nord-est, bien que la direction d'expansion soit grossièrement nord-sud. Les premiers profils perpendiculaires à cette direction générale et non aux segments de dorsales ne mirent en évidence aucune anomalie magnétique remarquable et c'est par l'intermédiaire de l'expansion sur les branches centrale et sud-est indienne, et par la relation âge-profondeur que McKenzie et Sclater (1971) et Sclater et Harisson (1971) déduisirent le taux d'expansion (0,7 cm/an), et surtout en firent une dorsale relativement jeune, c'est-à-dire ayant commencé à fonctionner il y a moins de 36 m.a. Schlich et Patriat (1971), Sclater *et al.* (1976), Bergb et Norton (1976) ont confirmé, en les précisant, les caractéristiques de l'expansion actuelle (0 à 10 m.a.) qui est donc maintenant bien connue. Par contre, le début de l'activité de cette dorsale n'a été ni confirmé, ni remis en cause et c'est précisément ce point que l'on examine ici.

Il faut d'abord délimiter le domaine océanique créé à l'axe de la dorsale ouest-indienne. Celle-ci est bordée au nord et au sud par les bassins de Madagascar et de Crozet, où les linéations magnétiques sont très claires, particulièrement entre 50°E et 60°E (anomalies 22 à 30, Schlich, 1975). La limite entre ces bassins et la dorsale est donc facilement définie par la disparition de ces linéations ; cette limite correspond d'ailleurs au passage topographie calme-topographie accidentée. La largeur de la dorsale le long du méridien 50°E est ainsi d'environ 1500 km (figure 1). Compte tenu du fait que le taux d'expansion est de moins de 1 cm/an depuis 10 et sans doute 20 m.a. (anomalie 6), il est possible d'évaluer le taux d'expansion avant cette époque : selon le moment du début de fonctionnement de la dorsale, on obtient environ 1, 2 ou 3 cm/an si le début est fixé à l'anomalie 31, 22 ou 12. Une séquence d'anomalies formant des linéations très nettes au nord des îles Crozet a été comparée à des modèles syntbétiques calculés avec ces taux et pour ces époques. Avec un taux d'expansion de 1,2 cm/an, on reconnaît les anomalies 19 à 29 (figure 2). La conséquence de cette interprétation est que d'une part, la dorsale ouest-indienne fonctionnait à l'anomalie 29 et que d'autre part, son axe, à cette époque, était voisin de celui des dorsales créant l'anomalie 29 à la fois dans le bassin de Crozet et de Madagascar. On avait donc un système de 3 dorsales comparable à celui existant actuellement et, en conséquence, le bassin de Madagascar, tout au moins à partir de l'anomalie 29, a été créé à l'axe de la dorsale centrale-indienne.

Le domaine océanique créé à l'axe de la dorsale ouest-indienne, entre la longitude de Madagas-

* Laboratoire de Géophysique marine, Institut de Physique du Globe, 4, avenue de Neptune, 94100 Saint-Maur-des-Fossés.

Source : MNHN, Paris

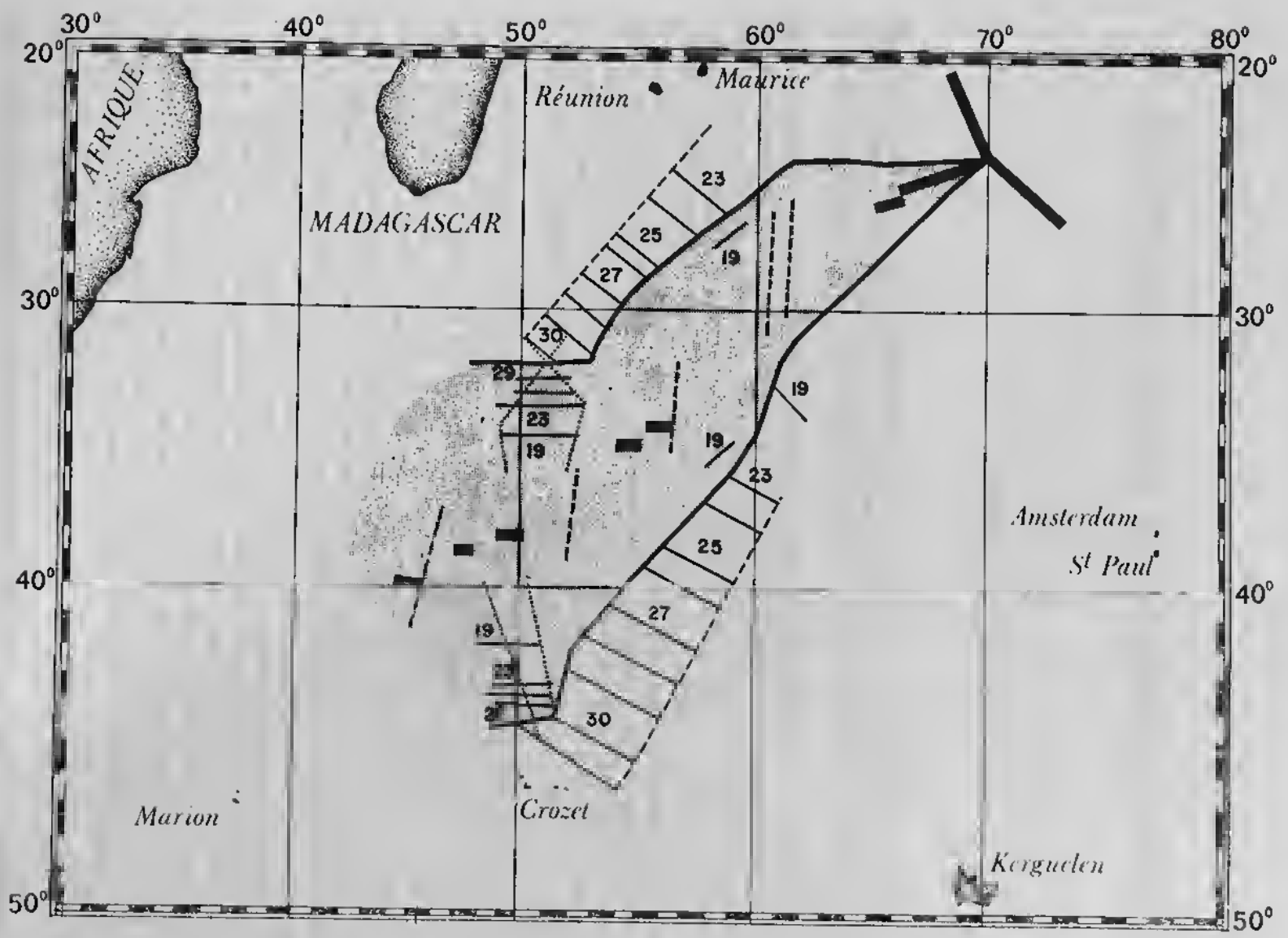
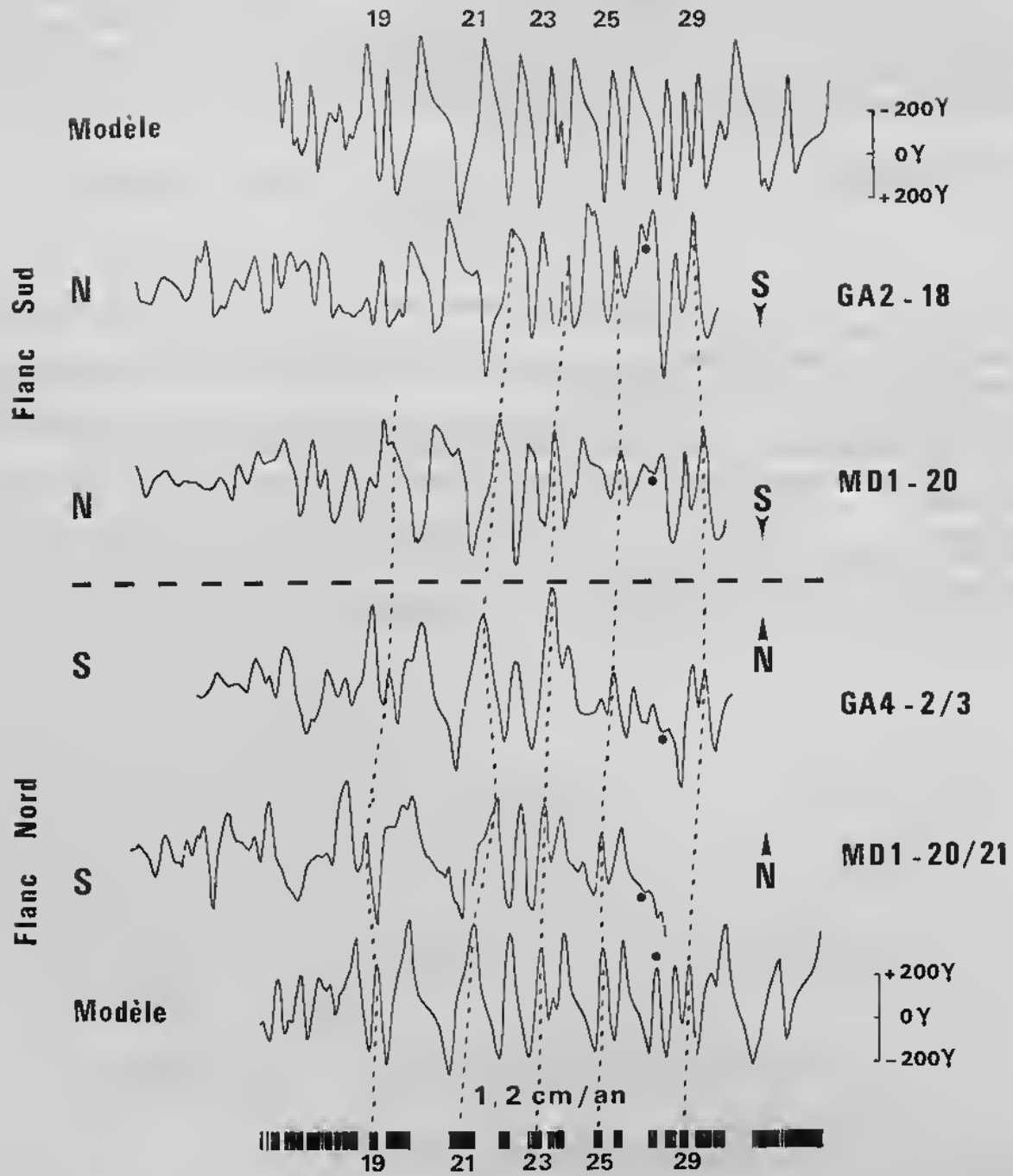


FIG. 1. — Domaine créé par la dorsale ouest-indienne depuis la fin du Crétacé. En pointillés, les profils montrés figure 2 ; en traits fins, les anomalies magnétiques ; en traits pleins, l'axe des dorsales ; en tireté, les zones de fractures.

Source : MNHN, Paris



ANOMALIES MAGNETIQUES DE LA DORSALE OUEST INDIENNE

FIG. 2. — Anomalies magnétiques 19 à 29 sur les flancs de la dorsale ouest-indienne (50°E). L'échelle chronologique de Heirtzler *et al.*, 1968, a été utilisée. Pour les besoins de la symétrie, les anomalies positives sont dirigées vers le bas de la feuille pour le flanc sud.

Source : MNHN, Paris

car et celle du point triple actuel, est donc le résultat d'une expansion lente grossièrement nord-sud associée à la migration rapide d'une jonction de trois dorsales dans une direction moyenne nord-est ayant commencé au moins à la fin du Crétacé. Une nouvelle campagne du *Marion Dufresne* (MD-15), postérieure au colloque, a permis d'observer, juxtaposées dans le bassin indien-central, les parties symétriques des bassins de Madagascar et de Crozet, et de retrouver ainsi la trace du point triple.

RÉFÉRENCES CITÉES

Bergh, H. W. et Norton, I. O., 1976. — Prince Edward Fracture Zone and the evolution of the Mozambique Basin. *J. Geophys. Res.*, V. 81, p. 5221-5239.

McKenzie, D. P. et Sclater, J. G., 1971. — The evolution of the Indian Ocean since Late Cretaceous. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, V. 25, p. 437-528.

Schlich, R. et Patriat, Ph., 1971. — Mise en évidence d'anomalies magnétiques axiales sur la branche ouest de la dorsale médio-indienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, V. 272, p. 700-703.

Schlich, R., 1975. — Structure et âge de l'océan Indien occidental. *Soc. Géol. France*, Mém. Hors Série, n° 6, p. 1-103.

Sclater, J. G. et Harisson, C. G. A., 1971. — Elevation of mid-ocean ridges and the evolution of the south-west Indian ridge. *Nature*, V. 230, p. 175-177.

Sclater, J. G., Bowin, C., Hey, R., Hoskins, H., Pierce, J., Phillips, J. et Tapscott, C., 1976. — The Bouvet triple junction. *J. Geophys. Res.*, V. 81, p. 1857-1869.

Source : MNHN, Paris

PALEOBATHYMETRY AND SEDIMENTS OF THE INDIAN OCEAN

PAR

J. G. Sclater *, D. Abbott * and J. Thiede **

We establish a simple relation between subsidence and age for both normal ocean floor and the aseismic ridges in the Indian Ocean. This subsidence is accounted for by the cooling and contraction of the lithospheric plate as it moves away from a center of spreading. We use the relation between subsidence and age to construct paleobathymetric charts of the ocean for the early Oligocene (36 m.y.b.p.), the early Eocene (53 m.y.b.p.) and the late Cretaceous (70 m.y.b.p.). We conclude from these charts tbat the Indian Ocean between the middle Cretaceous and the Oligocene may bave been separated by the Ninetyeast Ridge/Kerguelen Plateau complex and the Madagascar, Amirantes, Mascarene, Chagos complex into three basins which were not connected at depths below 2 000 m. We discuss the implications these complexes and the active mid-ocean ridge axis may have had for deep water circulation patterns in the Indian Ocean.

As an example of the application of these charts we use 19 drill sites to reconstruct the past history of the Calcite Compensation Depth (CCD) in the Indian Ocean. The average depth of this boundary shallows from more than 4 500 m at present to 4 000 m in the Oligocene and remains approximately constant till the Campanian. In the Wharton Basin it shallows in the Albian and Aptian. Major differences from the average in the Northern Arabian Sea and the Australia and Antarctic Basins can be accounded for by proximity to the continental shelf and the presence of bottom water in the Antarctic Circumpolar Current. We assume a constant CCD of 4 000 m for the rest of the Indian Ocean and compute the surface distribution of carbonate and clay sediments in the Oligocenc. The shallowing of the CCD results in a marked reduction in the surface distribution of calcareous sediments between the present and the Oligocene. The reason for such a dramatic diminution of carbonate sediments is not known.

* Department of Earth and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge MA 02139.
** School of Oceanography, Oregon State University, Corvallis, OR 97331.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

GÉOLOGIE

GENÈSE DES SÉDIMENTS PÉLAGIQUES DANS L'OCÉAN INDIEN AUSTRAL PALÉOPRODUCTIVITÉ ET PALÉOENVIRONNEMENT

PAR

L. Leclaire *

RÉSUMÉ

L'analyse biostratigraphique effectuée en routine sur les carottes de sédiments prélevées par le *Marion Dufresne* dans l'océan Indien, jointe à la mesure de densité de ces matériaux, autorise le calcul du taux d'accumulation sur le fond : 1) du calcaire précipité par les Foraminifères et les Coccolithophoridés, 2) de la silice extraite de l'eau de mer par les Diatomées et les Radiolaires.

Partant de résultats nouveaux en ce qui concerne l'équilibre accumulation-dissolution du calcaire, on montre que, dans une première approche, les variations du taux d'accumulation de calcaire et de silice dans le passé peuvent, sinon mesurer, du moins refléter des variations de productivité des eaux de surface. Dans cette hypothèse, il est apparu que la productivité en microplancton à test calcaire a relativement peu varié, sauf localement par le jeu de mouvements latitudinaux de zones d'upwellings, alors que celle du phytoplancton à test siliceux, en particulier, a subi de grandes fluctuations au Néogène, en relation avec les modifications climatiques. Le Néogène s'avère être l'époque pendant laquelle les Diatomées semblent avoir colonisé les eaux de surface de l'océan Indien.

ABSTRACT

Routine biostratigraphical analysis on sediments cored aboard *Marion Dufresne* from Indian ocean, combined with bulk density measurements, warrant accumulation rates estimations on the bottom 1) of calcium carbonate, 2) of biogenic silica.

Starting from new results regarding accumulation-dissolution equilibrium of calcium carbonate, it is emphasized, in a first approach, that calcium carbonate and biogenic silica accumulation rates variations during Neogene may reflect productivity fluctuations of sea surface waters. In this hypothesis, it appeared that calcareous microplankton productivity is locally influenced by latitudinal fluctuations of upwellings areas, though siliceous phytoplankton productivity during Neogene was submitted to great variations related with climatic fluctuations. It appears that diatoms have colonized surface waters of the Indian ocean during Neogene.

INTRODUCTION

Les recherches en géologie sédimentaire dans l'océan Indien n'ont vraiment commencé au Muséum que depuis 1972, à l'occasion de la 25e croisière du *Glomar Challenger* (Leclaire, 1974 a ; Gird-

* Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

ley, Leclaire *et al.*, 1974). Elles ont pu se poursuivre grâce au lancement du *Marion Dufresne* et à l'organisation de campagnes océanographiques par le Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises ; six d'entre elles [1] ont permis le développement du thème général : « Nature et âge des sédiments de l'océan Indien austral ».

Différents types de prélèvements (carottages à piston de grande pénétration, carottages de grande section, dragages...) ont été effectués au niveau d'environ deux cents sites différents répartis dans les bassins des Mascareignes, de Madagascar, de Crozet, dans le bassin Indien central, sur les trois dorsales : centrale-indienne, ouest-indienne, et sur les plateaux sous-marins et rides asèismiques comme : le plateau de Madagascar, le plateau de Kerguelen et la ride du 90e Est (fig. 1). L'âge des sédiments carottés va du Crétacé à l'Actuel. Le contact sédiment-plancher basaltique a pu être échantillonné à de nombreuses reprises.

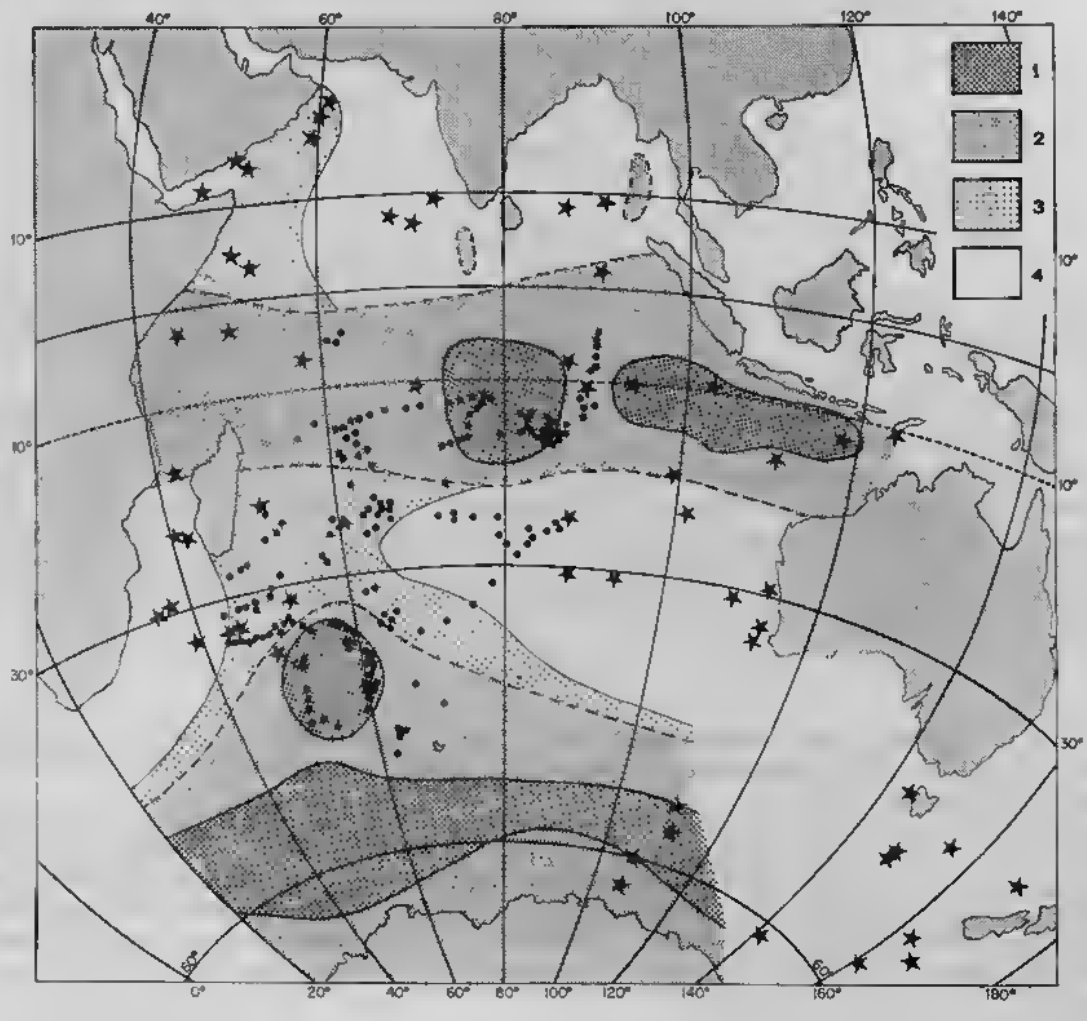


Fig. 1. — Localisation des sites explorés par le « Marion Dufresne » (points) et par le « Glomar Challenger » (étoiles) dans l'océan Indien.

1 : zones à « diatomites » ; 2 : zones à sédiments riches en Diatomées ; 3 : zones à sédiments pauvres en Diatomées ; 4 : zones à sédiments sans Diatomées ou localement en traces. Les zones à « diatomites » peuvent correspondre aux zones à haute productivité (excepté dans le nord du bassin de Crozet).

1. OSIRIS I (1973) et III (1977) ; BENTHOS — MD 04 (1975) ; NOSICAA — MD 06 (1975) ; SESAM — MD 09 1976) et NEMRODE — MD 14 (1977).

Source : MNHN, Paris

L'étude systématique de la nature et de l'âge de ces archives du passé a permis d'aborder des problèmes relatifs, par exemple, au paléoenvironnement en domaine austral, au processus de concentration des métaux en domaine océanique, à certains points particuliers de la tectonique des plaques comme les mouvements verticaux des rides aséismiques. Ces résultats, dont certains aspects sont développés dans ce volume, font clairement apparaître que l'activité du « Marion Dufresne » dans l'océan Indien austral, en matière de géologie sédimentaire, a nettement contribué à pallier la faible densité des forages du « Glomar Challenger » dans cet océan.

Plutôt que de faire le point sur l'ensemble des résultats obtenus, cette note a pour but d'analyser certains d'entre eux, tout particulièrement ceux qui concernent les relations entre la paléoproductivité des eaux de surface et l'évolution de l'environnement austral.

A. — LA PALÉOPRODUCTIVITÉ DE L'EAU DE MER EN PLANCTON A TEST CALCAIRE : UNE PREMIERE APPROCHE

I. — Précipitation et dissolution du calcaire : productivité récente

1) *La mesure du taux d'accumulation.*

L'étude de la productivité actuelle des eaux de surface dans l'océan Indien austral n'est pas encore suffisamment développée, tant en ce qui concerne le nombre de sites que l'étalement des mesures dans le temps, pour permettre au géologue d'élaborer un modèle même schématique du flux de calcaire extrait de l'eau de mer et précipité respectivement par les Foraminifères et les Coccolithophoridés. A l'image d'Honjo (1975) pour les Coccolithophoridés du Pacifique, plusieurs tentatives de mesure ou d'estimation de nombres de squelettes par m^3 d'eau de mer ont livré des chiffres extrêmement variables, voire même très différents selon les auteurs (tableau I), chiffres intéressants mais non encore concluants. Il est cependant clairement apparu au plan qualitatif qu'il y avait une étroite relation entre les zones à productivités diverses des eaux de surface et la nature et la vitesse de sédimentation des dépôts récents sur le fond. Cette relation est souvent oblitérée, au niveau des grands fonds, par le phénomène de la redissolution dont la connaissance a nettement progressé grâce à des études récentes (Denis-Clocchiatti, ce volume).

Dans l'immédiat, la seule démarche permettant de déterminer la quantité moyenne de calcaire produite par le plancton reste donc la mesure du taux d'accumulation sur le fond corrigé des pertes dues éventuellement à la dissolution. L'obtention du taux d'accumulation (ou flux) nécessite des datations très précises des carottes de sédiments par les méthodes biostratigraphiques ou isotopiques (voir par exemple Denis-Clocchiatti, Leclaire et Giannesini, sous presse) (figure 2) qui permettent à la fois de mesurer la vitesse de dépôt et de s'assurer de la continuité de la sédimentation. On procèdera parallèlement à la mesure de la densité du sédiment et à la détermination de sa densité sèche (gramme de matière sèche par cm^3 de sédiment prélevé humide), puis au dosage du calcaire biogène.

2) *Précipitation et dissolution.*

La détermination des quantités de calcaire précipité au niveau des eaux de surface par le plancton ne peut être approchée qu'en fonction d'une connaissance du phénomène de dissolution des carbonates. Les travaux de l'école anglo-saxonne (Berger, 1967, 1970, 1975 ; Berger et Winterer, 1974 ; Berner et Morse, 1974 ; Broecker et Broecker, 1974 ; etc...) n'ont pas permis jusqu'à présent de quantifier l'effet de la redissolution du calcaire au niveau des eaux profondes. M. Denis-Clocchiatti (ce volume et en préparation) présente des résultats nouveaux susceptibles de rendre possible cette approche. La dissolution du calcaire en profondeur est, en moyenne, sous le contrôle direct du degré de sous-saturation de l'eau de mer en carbonate dissous. L'analyse de la distribution des teneurs en carbonate et des vitesses d'accumulation dans l'océan Indien aboutit à la distinction de deux zones super-

Source : MNHN, Paris

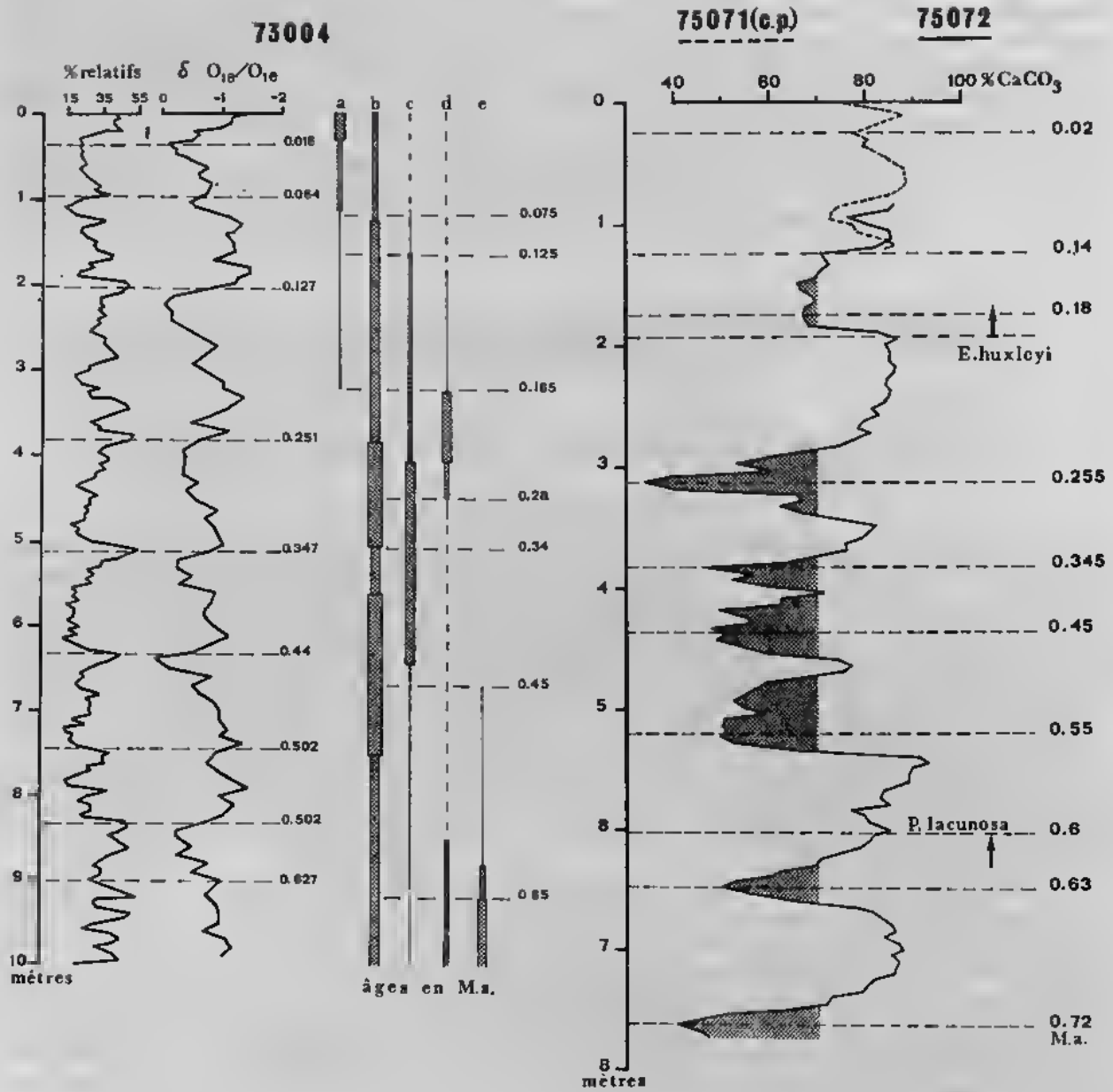


FIG. 2. — Exemples de datations effectuées selon la méthode biostratigraphique, en corrélation avec les données de l'oxygène 18.

73004 : carotte prélevée en domaine équatorial ; à gauche : variation en % relatifs d'espèces de Foraminifères sensibles à la dissolution en fluctuation du rapport O^{18}/O^{16} (Duplessy, sous presse) ; à droite : repères biostratigraphiques (extinction et apparition d'espèces de Coccolithophoridés ; cf. Denis-Clocchiatti *et al.*, sous presse). 75071 et 75072 : carottes prélevées dans le bassin de Crozet montrant les fluctuations cycliques des teneurs en carbonate.

Source : MNHN, Paris

posées 1) de 0 à 3 000 m environ : la redissolution du calcaire déposé est nulle ou négligeable, 2) de 3000 à 4 800-5 000 m (en moyenne) : la dissolution est directement et linéairement fonction de la profondeur (c'est-à-dire de la sous-saturation en carbonate dissous).

Dans les diagrammes de distribution des teneurs en carbonates et les modèles d'accumulation sur le fond (cf. Denis-Clocchiatti, ce volume), deux points caractéristiques apparaissent :

— le point de début de dissolution assez précisément localisé ; sa profondeur pourrait caractériser ce qu'il serait possible d'appeler la lysocline du calcaire ;

— le point de disparition totale des carbonates correspondant à la C.C.D. (Calcite Compensation Depth), profondeur à laquelle le flux de calcaire est rigoureusement égal à la vitesse de redissolution. En dessous, c'est le domaine des sédiments totalement décarbonatés.

La profondeur du premier ne dépendrait que de l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer (concentration en CO_3^{2-}, donc en CO_2 et pH) et serait déterminée par le degré de saturation de l'eau de mer : $\Omega = 1$.

La profondeur du second dépend à la fois de l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer (concentration en CO_3^{2-}) et de la quantité de calcaire arrivant sur le fond et serait déterminée par :

Taux d'accumulation de calcaire = Vitesse de dissolution.

La distribution des taux d'accumulation (fig. 3) linéairement dépendante de la profondeur, dans la zone de dissolution, c'est-à-dire dans la couche d'eau de mer sous-saturée en carbonate dissous, implique que la dissolution ait lieu essentiellement sur le fond, au niveau de l'interface eau-sédiment, et non dans l'eau pendant la descente des squelettes. En effet, dans l'bypotbèse d'une dissolution importante pendant la descente, fonction de la vitesse de chute et de la sous-saturation des eaux de fond, on devrait trouver une distribution des taux d'accumulation de calcaire répondant à une fonction de type exponentiel ou de puissance, ce qui n'est pas le cas. Par ailleurs, étant donné la très grande différence des vitesses tbéoriques de chute des tests de Foraminifères (1 000 m/jour environ) et des coccolithes (100 m/an environ), on devrait aboutir à la distribution paradoxale suivante : — boue à coccolithes sur les zones hautes ; — sables à Foraminifères sans coccolitbes dans les grands fonds à proximité de la C.C.D. C'est plutôt l'inverse qui est connu en nature.

La distribution linéaire des taux d'accumulation de calcaire en fonction de la profondeur signifie donc une précipitation très rapide des coccolithes, difficilement imaginable autrement que sous la forme de boulettes fécales (Honjo, 1975).

Ce modèle de distribution du calcaire dans l'océan Indien austral et les considérations qui précèdent nous permettent de conclure que le taux d'accumulation du calcaire au-dessus du point de début de dissolution peut être considéré, dans l'état actuel de nos recherches, comme représentant le flux de calcaire précipité par les Foraminifères et les Coccolithopboridés dans les couches d'eaux peu profondes et constitue donc une bonne approche, en moyenne, de la productivité récente des eaux de surface en plancton à test calcaire.

3) *Productivité récente des eaux de l'océan Indien austral en plancton à test carbonaté.*

Les premiers résultats issus de l'étude du sommet des carottes du carottier court servant de déclencheur au carottier à piston et des carottes provenant des carottages de grande section et portant essentiellement sur des dépôts d'âge inférieur à 10 000 ans, sont consignés dans le tableau II. Il apparaît que des valeurs de productivité de l'ordre de 14 à 16 g/m²/an de calcaire phytogène sont prévisibles pour la zone équatoriale, notamment au niveau du bassin Indien central ; le maximum de

Source : MNHN, Paris

productivité étant atteint au voisinage du 40e Sud avec 25 à 30 g/m²/an ; les minimums se situeraient en zone intermédiaire : 10 à 13 g/m²/an dans le bassin de Madagascar et seraient encore plus faibles dans le sud du bassin Indien central et dans le bassin de Crozet sud aux abords du 50e. Outre le fait qu'en moyenne plus de 80 % du calcaire des sédiments sont précipités par le phytoplancton, le rôle des Foraminifères est variable, important dans la zone équatoriale et au sud du 45e, minime, presque négligeable, entre 35 et 45° Sud. Par contre, cette zone qui remonte vers le Nord au nord du plateau de Crozet et descend vers le Sud dans l'est du plateau de Kerguelen, se caractérise par une haute productivité en phytoplancton calcaire. Cette conclusion rejoint l'hypothèse de Lisitzin (1972) basée sur une analyse de la localisation des sédiments à haute teneur en carbonate dans cette région.

Constatons que cette ceinture à haute productivité en phytoplancton calcaire se localise juste au voisinage du « contact » actuel entre les eaux de type tropical et les eaux de type antarctique, vers 44° Sud (Gamberoni, ce volume), contact résultant de la quasi-disparition des eaux subantarctiques et appelé « Australasian front » par Gordon (1972).

Ajoutons que les écarts de productivité totale en calcaire des différentes eaux de surface (à l'exception des eaux antarctiques) ne sont pas considérables. Si l'on tient compte de la zone à haute productivité sud, ils ne semblent varier que dans la proportion de 1 à 3. L'approfondissement de la « CCD » à la verticale de cette zone (5 100 m), certes sensible : 380 m environ (par rapport au domaine tropical), n'est pas dans les proportions indiquées par le modèle de la distribution des teneurs en carbonate. Ce fait laisse penser que la vitesse de dissolution des carbonates au niveau des eaux profondes et, partant, leur sous-saturation en carbonate dissous, doivent être nettement plus fortes qu'ailleurs à profondeur égale. Il y a tout lieu de penser que l'équilibre des carbonates dans cette région australe, au niveau des eaux profondes, soit fortement influencé par le flux d'eaux antarctiques réputées par leur richesse en CO_2 dissous. L'approfondissement de la CCD sous cette zone serait au moins de l'ordre de 800 m par rapport au domaine antarctique, si l'on en juge d'après la teneur en carbonate des sédiments prélevés au sud du 45e. Cet écart serait vraisemblablement plus grand si l'on tenait compte de la zone polaire (C.C.D. vers 3 500 m) en raison essentiellement de la très forte réduction de la productivité des eaux de surface en plancton à test calcaire, dans cette région.

II. — Productivité en plancton a test calcaire pendant le plio-quaternaire.

1) *En domaine tropical et subtropical.*

D'importantes fluctuations dans les teneurs en calcaire (total et en calcaire des Foraminifères) des sédiments océaniques sont connues depuis longtemps (Schott, 1939 ; Arrhenius, 1952 ; etc...). Comme Arrhenius (1952), Hays, Saito *et al.* (1969) ont montré le caractère cyclique de ces fluctuations et établi des corrélations avec les pulsations climatiques glaciaires du Plio-Quaternaire. A des phénomènes de même nature se superpose, dans l'océan Indien, une augmentation des teneurs en carbonate des sédiments des grands fonds depuis 3 à 4 millions d'années environ, augmentation qui s'est accompagnée d'un approfondissement moyen considérable de la « C.C.D. » (700 à 1 000 m). De nombreux auteurs, comme Arrhenius, on interprété les fluctuations cycliques des teneurs en calcaire dans les sédiments comme le résultat de variations de la productivité des eaux de surface en relation avec l'intensification des alizés, donc des upwellings équatoriaux, pendant les périodes froides. On serait de même tenté d'attribuer la « progradation » du calcaire vers les grands fonds dans l'océan Indien à une augmentation progressive de la productivité des eaux de surface, qui aurait au moins doublé en quelques millions d'années. La vérification de l'hypothèse de fluctuation importante dans la productivité des eaux de surface en domaine tropical, pendant le Plio-Quaternaire, était donc d'une grande importance pour la connaissance de l'évolution des cycles biogéochimiques du gaz carbonique et du carbone organique pendant cette période.

Plusieurs observations s'opposent à cette hypothèse. La plus significative est constituée par l'opposition de phase entre l'évolution des teneurs en calcaire en fonction du temps des sédiments du Pacifique et de l'Atlantique. Ainsi, pour une même période climatique froide et pour un même domaine océanique : la zone équatoriale, les teneurs en carbonate sont maximum dans le Pacifique

Source : MNHN, Paris

et minimum dans l'Atlantique ; celles-ci n'atteignant un maximum dans l'océan Indien (au moins en ce qui concerne le calcaire des Foraminifères) que pendant le passage d'une période froide à une période chaude. Ces dépbasages indiquent que les cycles de carbonate ne peuvent avoir pour origine unique des variations de productivité, car celles-ci, commandées par la circulation atmosphérique, devraient être à peu près synchrones dans les trois océans.

Par ailleurs, des études de flux de calcaire déposé par faibles profondeurs (1 000 à 2 000 m) pendant le Quaternaire récent sur le plateau de Madagascar notamment, hors zone de dissolution, n'ont montré que de très faibles variations dans les limites de 11 à 14 g/m²/an. De plus, une analyse semblable conduite sur les résultats de forages du *Glomar Challenger* dans l'océan Indien (site 214 par exemple) montre à l'évidence que pendant le Néogène et le Quaternaire, le flux de calcaire en provenance des eaux de surface est resté voisin de 20 g/m²/an et aurait plutôt tendance à diminuer pendant le Quaternaire.

Ces quelques résultats nous conduisent donc à penser que la productivité des eaux de surface de l'océan Indien tropical et subtropical a peu varié pendant le Plio-Quaternaire et, en première analyse, est très proche des valeurs obtenues pour la période récente. Les cycles de carbonates observés dans les sédiments (cycles particulièrement marqués depuis 3 millions d'années environ) corrélables avec les pulsations climatiques, de même que la « progradation » du calcaire vers les grands fonds sont des phénomènes dont l'origine est aussi à rechercher dans la modification de l'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer sous l'influence, par exemple, de variations cycliques dans les apports en carbonate contenu dans l'eau de rivière provenant des continents (voir Denis-Clocchiatti, en préparation).

2) *Aux abords du domaine antarctique.*

On retrouve aussi dans le bassin de Crozet une distribution cyclique des teneurs en carbonate en fonction du temps, par des profondeurs comprises entre 3 500 et 5 000 m environ (fig. 2). Ces cycles ont été observés dans des sédiments dont l'âge va de l'Actuel à deux millions d'années environ, mais ne semblent pas avoir affecté la sédimentation au Miocène, voire même au Pliocène inférieur.

On est tenté, en première analyse, d'attribuer ces fluctuations des teneurs en calcaire du sédiment, en fonction du temps (toujours plus ou moins corrélables avec les oscillations climatiques), à des modifications dans l'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer profonde. Cependant, en domaine tropical, ces fluctuations correspondent à des variations de taux d'accumulation total de l'ordre de 1 à 2 pour des profondeurs voisines de 4 000 m, alors que dans le bassin de Crozet, particulièrement aux abords du 40e, ces fluctuations des teneurs en carbonate traduisent des variations de flux allant de 2 à 20 g/m²/an par des profondeurs comparables. Une telle amplitude du phénomène ne peut avoir pour seule origine une variation des propriétés physico-chimiques de l'eau de mer. Elle s'explique de manière bien plus vraisemblable lorsqu'on se souvient de l'existence d'un très grand contraste de productivité entre la ceinture à haute productivité localisée (pour la période récente) au voisinage des 40-45e Sud et les eaux antarctiques. Rappelons que ces dernières ne sont peuplées en surface que par quelques rares espèces de phytoplancton à test calcaire et par une seule espèce de Foraminifères (*Globigerina pachyderma* à enroulement senestre) et par conséquent se caractérisent par une faible productivité. Ces fluctuations des teneurs en carbonate des dépôts plio-quaternaires seraient donc dues, pour l'essentiel, aux avances et reculs Nord-Sud de la ceinture de haute productivité entre 35° et 45°. Ces mouvements auraient accompagné les déplacements du front polaire entre 40° et 50°, déplacements dont l'existence a été démontrée par ailleurs (Bé et Duplessy, 1976 ; Williams, 1976).

Les résultats des forages du *Glomar Challenger* en domaine antarctique (Leg 29, Shackleton et Kennett, 1975), de même que les informations contenues dans une carotte de sédiment prélevée sur les contreforts du plateau de Kerguelen, au voisinage du 50e Sud, laissent penser que la formation de cette ceinture à haute productivité en phytoplancton à test calcaire a accompagné le développement de la divergence antarctique (il y a quelques 5 millions d'années). Elle aurait ensuite progressé vers le Nord ; ses mouvements latitudinaux sous contrôle climatique n'auraient marqué la sédimentation dans le bassin de Crozet que depuis 3 millions d'années environ.

Source : MNHN, Paris

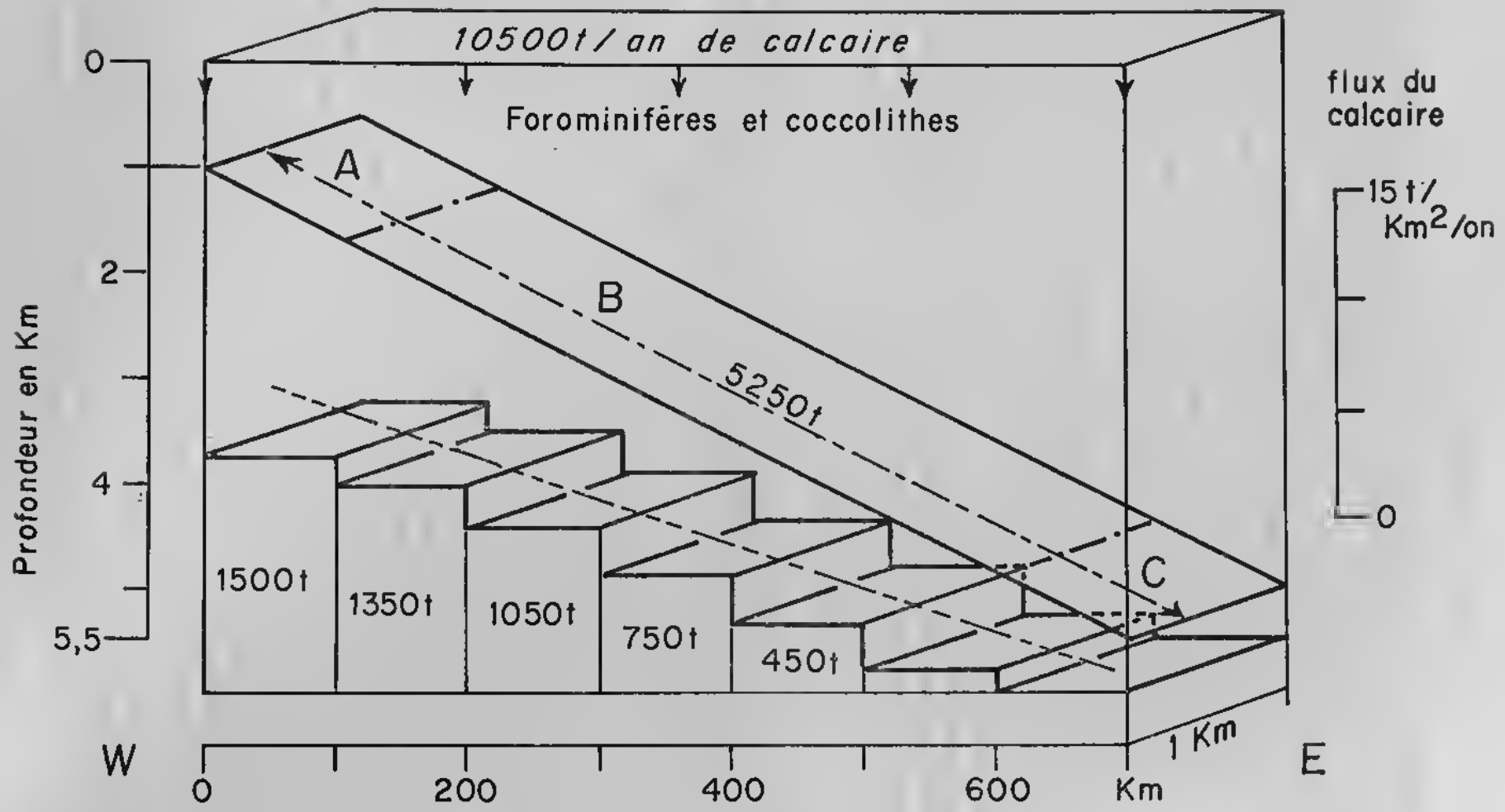


FIG. 3. — Modèle d'accumulation de calcaire (en tonnes/an), fonction de la profondeur de dépôt, valable pour la partie occidentale du bassin de Madagascar.

A : domaine hors zone de dissolution ; B : domaine d'accumulation de calcaire linéairement fonction de la profondeur ; C : domaine des boues rouges, redissolution totale du calcaire précipité.

Source : MNHN, Paris

III. — Paléoproductivité, dissolution du calcaire et modifications de l'environnement.

L'examen détaillé de ces premiers résultats, très sommairement présentés ici, laisse espérer que les études en cours, portant sur les sédiments de l'océan Indien austral notamment, permettront de quantifier avec plus de précision le flux de calcaire précipité par le plancton. On peut penser en effet que de telles mesures obtenues parallèlement à une modélisation régionalisée du phénomène de dissolution du calcaire par grande profondeur constitueront des données de base indispensables à l'étude de l'évolution du milieu océanique en domaine austral : différenciation et mouvements des discontinuités hydrologiques, modifications du peuplement des masses d'eaux de surface, etc...

En outre, si l'hypothèse de grandes modifications dans l'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer était confirmée, on serait en mesure par l'étude des flux de calcaire passant en solution, d'estimer, par rapport à l'état actuel, le degré de sous-saturation des eaux au contact du sédiment et, partant, d'approcher les modifications du pH de l'eau de mer en fonction du temps.

Mesurer les vitesses de précipitation et de dissolution du calcaire est peut-être aussi étudier deux mécanismes de l'équilibre biogéochimique contrôlant le cycle du gaz carbonique et, partant, intervenant dans la régulation de la concentration de ce gaz dans l'atmosphère. Jusqu'ici, on a toujours considéré que le seul mode efficace de fossilisation du CO_2 atmosphérique était l'accumulation de charbon et de pétrole dans les bassins sédimentaires. Il était entendu que la quantité calcaire accumulée dans l'océan correspondait à la quantité de calcaire mise en solution sur les continents par les eaux de rivières. Cependant, un ré-examen du bilan du calcaire (Denis-Clocchiatti, ce volume) joint à une nouvelle modélisation de la dissolution des carbonates dans l'océan, fait apparaître, en première analyse, un important déficit : une quantité de calcaire ($2\,000.10^6$ t/an) environ 4 fois supérieure aux apports, serait fossilisée sur le fond des océans. Il y aurait donc fossilisation d'importantes quantités de CO_2 extrait de l'océan. On ne peut pour l'instant que s'interroger sur les conséquences d'un tel phénomène, lequel, s'il était vérifié, pourrait avoir une action importante sur la régulation de la concentration de l'atmosphère en gaz carbonique.

B. — LA PALÉOPRODUCTIVITÉ DU PLANCTON A TEST SILICEUX : PREMIÈRES OBSERVATIONS

I. — Plancton siliceux et précipitation de la silice dissoute dans l'eau de mer.

1) *Productivité récente.*

Le problème de la détermination de la productivité des eaux de surface en plancton à test calcaire ou siliceux à partir de l'étude des carottes de sédiment se pose en termes identiques : il est nécessaire de déterminer au préalable les effets dus à une éventuelle dissolution, soit pendant la descente des squelettes, soit au niveau de l'interface eau-sédiment.

Partant des modèles établis pour la dissolution et l'accumulation du calcaire biogène dans l'océan Indien, on peut démontrer que le flux (en $g/m^2/an$) de particules constituant l' « insoluble » (à l'attaque chlorhydrique à froid) est en moyenne constant, quelle que soit la profondeur (voir tableau III). Les analyses lithologiques (observations aux microscopes optique et électronique, spectrométrie infrarouge, etc...) et les analyses chimiques ont montré que la part de l'insoluble constituée par de la silice biogène (essentiellement Diatomées et Radiolaires) semblait être tout aussi constante quelle que soit la profondeur, pourvu que l'on reste dans un même domaine sédimentaire. Il en résulte que si la silice biogène est susceptible d'être remise en solution dans l'eau de mer fortement sous-saturée en SiO_2, la vitesse de redissolution doit être faible, à la limite négligeable, car on n'en perçoit pas les effets sur le sédiment. On est donc tenté de considérer la dissolution de la silice (précipitée sous forme de Diatomées

Source : MNHN, Paris

et de Radiolaires) dans la tranche d'eau et à l'interface eau-sédiment, comme un phénomène quasiment négligeable.

Cette conclusion, issue des premières analyses des flux de silice biogène dans les sédiments, peut sembler paradoxale. En effet, la vitesse théorique de chute pour une frustule de Diatomée est de l'ordre de 1 m/jour, certainement moins si l'on envisage une portance par les masses d'eaux en mouvement. On peut donc penser qu'une Diatomée a toutes les chances d'être dissoute pendant sa descente vers les grands fonds. Or, partout où il y a haute productivité, on rencontre des Diatomées dans les sédiments, quelle que soit la profondeur de dépôt. Cette conclusion est, de plus, en contradiction avec les estimations de Lisitzin (1972) selon lesquelles un dixième à un centième seulement de la masse de silice produite s'accumulerait sur le fond. A moins d'envisager une remise en solution immédiatement sous la couche euphotique par exemple — ce qui n'est pas clairement perçu par les analyses de silice dissoute dans l'eau de mer — il faudrait admettre que la dissolution de la silice soit proportionnelle à l'épaisseur de la tranche d'eau ; dans cette hypothèse, les analyses de flux effectuées dans l'océan Indien, parallélement à celles portant sur les carbonates, devraient mettre en évidence ce phénoméne, ce qui n'est pas le cas.

Cependant, on ne saurait négliger totalement une certaine remise en solution de la silice des Diatomées et des Radiolaires dans le sédiment, comme en témoignent les observations ayant montré la corrosion de frustules et de coques (Schrader, 1971 ; Caulet, 1974 ; Johnson, 1974 ; etc...). On est cependant amené à supposer que cette attaque des squelettes siliceux est uniquement due à l'action des eaux interstitielles au niveau des dernières couches de sédiment. Même si l'on peut envisager un retour de la silice ainsi dissoute dans les eaux de fond, la quantité de matière mise en jeu doit rester très faible par rapport aux quantités précipitées, en tout cas imperceptible à l'analyse des taux d'accumulation telle qu'elle est conduite actuellement. En dépit du fait que le problème de la dissolution de la silice des Diatomées et des Radiolaires subsiste, rappelons que l'on peut parfaitement bien expliquer la non-dissolution pendant la sédimentation en supposant une précipitation et une accumulation très rapides de cette silice biogène sous la forme de pelotes fécales, phénomène déjà envisagé par Schrader (1971) et repris par Honjo (1975) à propos des Coccolithophoridés. Ceci peut aussi expliquer le fait que le nombre des frustules par gramme de matière en suspension soit comparable au nombre de frustules par gramme de sédiment déposé (Lisitzin, 1972).

C'est donc dans l'hypothèse d'une redissolution négligeable de la silice biogène précipitée par les Diatomées et les Radiolaires que nous allons envisager une approche de la productivité en plancton à test siliceux des eaux de surface.

Le tableau III résume les résultats des premières mesures effectuées sur le sommet d'un certain nombre de carottes sélectionnées en fonction de la précision des études stratigraphiques qui ont permis de déterminer l'échelle temps. Ces mesures font apparaître la particularité du domaine océanique constitué par les abords nord et nord-est du plateau de Crozet qui se caractérisent par des taux d'accumulation de silice biogène extraordinairement élevés. Étant donné que les prélèvements ont été effectués par des profondeurs de l'ordre de 3 à 4 000 mètres au niveau d'une morphostructure en pente douce, il est peu probable qu'il s'agisse uniquement là d'un phénomène de suraccumulation dû au transport en suspension au niveau d'eaux de fond en mouvement. On peut donc supposer en première hypothèse qu'il s'agit d'une région singulière quant à la productivité des eaux de surface. Une telle vitesse d'accumulation de silice biogène n'a pu être en effet décelée dans le bassin de Crozet lui-même sauf peut-être au niveau du forage 252 du *Glomar Challenger* où l'intensité du remaniement semble indiquer une suraccumulation.

Il est surprenant qu'en domaine sud-équatorial indien, traditionnellement réputé pour sa haute productivité (courants et upwellings sud-équatoriaux), le taux d'accumulation de silice sur le fond soit si faible. Les premières mesures portant notamment sur le domaine est-équatorial pacifique laissent penser qu'il en va de même pour cet océan.

Ces premières observations font penser que même s'il y a suraccumulation dans le secteur du plateau de Crozet, la notion de ceinture à haute productivité doit être nuancée au moins en ce qui concerne la productivité de plancton siliceux. La seule zone à très haute productivité apparaît localisée aux abords du plateau de Crozet, bien au nord de la convergence antarctique (front polaire) située

Source : MNHN, Paris

par Jacobs (1974) au voisinage du 50e Sud. Les eaux antarctiques et le front polaire qui les limite dans le nord du plateau de Kerguelen viennent d'être étudiés à la faveur d'une coupe hydrologique le long du 66e degré Est et se sont avérées très pauvres en phytoplancton (Jacques, ce volume). Cette observation recoupe les mesures de taux d'accumulation de silice biogène faites à partir des sédiments déposés dans ce même secteur, mesures toutes inférieures à 1 g/m²/an.

2) *Les variations dans la productivité des eaux de surface en plancton à test siliceux, et particulièrement en phytoplancton, pendant le Néogène et le Quaternaire.*

— *En domaine antarctique.*

Les premiers forages du *Glomar Challenger* en domaine antarctique ont montré que le développement de la zone de haute productivité en phytoplancton à test siliceux dans cette région a commencé au Miocène inférieur pour approcher de sa configuration actuelle, par étapes, à partir du Miocène supérieur (Hayes et Frakes, 1975 ; Kemp *et al.*, 1975 ; Kennett *et al.*, 1975 ; Shackleton et Kennett, 1975). A cette époque, le système divergence-convergence antarctique devait être plus Sud qu'à l'heure actuelle ; sa progression vers les basses latitudes (50° Sud aux abords de Kerguelen) a dû avoir lieu progressivement du Miocène supérieur au Pliocène moyen pour atteindre une position voisine de l'actuelle vers 2,5-3 millions d'années (Keany et Kennett, 1972 ; Caulet, 1977). Ce phénomène apparaît dans les carottes prélevées dans le bassin de Crozet à bord du *Marion Dufresne* sous la forme d'une superposition stratigraphique boue rouge azoïque à la base — boue rouge ou boue calcaréo-siliceuse au sommet. L'âge du passage de faciès reste encore à préciser, mais semble d'ores et déjà se situer dans le Pliocène et le Quaternaire inférieur, selon les latitudes. Des études en cours ont notamment pour but de déterminer les taux d'accumulation de silice biogène pendant le Plio-Quaternaire dans le bassin de Crozet. Les données actuellement disponibles semblent indiquer que la productivité était en moyenne comparable à l'actuelle avec des périodes de maximum (Caulet, 1977) qui, comme pour le calcaire, semblent avoir été sous le contrôle du déplacement des fronts hydrologiques en fonction des conditions climatiques australes et, en particulier, des pulsations du pack antarctique et de la circulation atmosphérique.

— *En domaine tropical et subtropical.*

L'apparition assez soudaine de squelettes de plancton siliceux au Miocène supérieur dans les carottes obtenues notamment par deux forages du *Glomar Challenger* (sites 215 et 213, leg 22) a posé un problème : s'agissait-il d'un phénomène lié à l'expansion de l'océan Indien et particulièrement à la dérive d'une plaque lithosphérique vers le Nord amenant progressivement les sites explorés sous la zone équatoriale de haute productivité, ou s'agissait-il plutôt du début du fonctionnement de cette ceinture ? La campagne NEMRODE — MD 14 du *Marion Dufresne* (1977) et une étude de l'ensemble des données obtenues par forage en domaine équatorial indien ont permis d'accréditer très fortement la deuxième hypothèse (Leclaire, sous presse), déjà formulée antérieurement (Leclaire, 1974 b). Cette hypothèse qui suppose une activation de la circulation des eaux de surface et de développement de la zone d'upwellings sud-équatoriaux rend compte de l'extension progressive vers l'Ouest et vers le Sud des dépôts à Diatomées et Radiolaires. Ainsi, c'est seulement depuis environ un million d'années (âge variable selon la localisation géographique) que les eaux du bassin de Madagascar dont la productivité reste faible (voir ci-dessus) se sont peuplées d'un plancton à test siliceux, vraisemblablement sous l'influence d'une diramation du courant sud-équatorial (Clocchiatti, 1976 ; Caulet, 1977). Il est possible que des « pulsions » dans la productivité des eaux sud-équatoriales aient accompagné l'élargissement vers le Sud de la zone tropicale à plancton siliceux (Caulet, sous presse).

Source : MNHN, Paris

II. — Le phytoplancton et l'évolution climatique au Néogène.

1) *Les Diatomées dans les dépôts marins anté-néogènes.*

On sait depuis longtemps déjà que les Diatomées ont commencé à jouer un rôle important dans la sédimentation au Crétacé supérieur — généralement associées à des formations argileuses —, que ce soit au Turonien en Westphalie, au Santonien dans les formations de Moreno en Californie, ou bien encore dans la presqu'île du Jutland ou à Haïti (Hanna, 1927).

Plus récemment, les travaux de Distanov, Kopejkin, Kuznetsova et Silentiev (1971) sur la plate-forme russe ont mis en évidence, au Santonien, l'apparition des Diatomées dans les sédiments à Radiolaires, puis leur développement jusqu'à devenir le constituant principal de séries très puissantes au Paléogène ; ces « diatomites » associées à des argiles non silicifiées se rencontrent jusqu'au Néogène.

Les Diatomées n'étaient pas cantonnées aux domaines côtiers et marginaux à ces époques ; on les rencontrait aussi à l'état de traces, associées à des Radiolaires ou à l'ensemble des faciès plus ou moins siliceux du domaine océanique franc. Citons par exemple le Maestrichtien du forage 216 situé sur la ride du 90e Est, le Paléocène du plateau des Mascareignes (forage 237), l'Éocène de la ride du 90e Est (forage 253), les « radiolarites » ou sédiments carbonatés (éocènes et oligocènes) du Pacifique est-équatorial (leg 8), l'Oligocène de la ride de Macquarie (forage 278), etc... Dans des cas bien circonscrits géographiquement, comme au niveau de la ride de Tasmanie (forages 280 et 281), on connaît des sédiments très riches en Diatomées qui, à la limite, pourraient s'appeler « diatomites » ; ils ont été déposés pendant l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur, en association avec de la glauconie. Mais ce n'est qu'au Miocène que l'accumulation de Diatomées constitue des dépôts siliceux de très grande extension et c'est seulement à partir de cette époque que les algues colonisent véritablement le milieu marin : en domaine marginal aussi bien qu'en domaine océanique, dans la zone équatoriale comme dans les zones subpolaires.

Il convient de mettre l'accent sur le fait que la formation de ces dépôts siliceux néogènes et quaternaires est pratiquement indépendante d'influences directes d'apports volcaniques ou fluviatiles. Il est cependant évident, et cela a déjà été observé à maintes reprises, que même en l'absence de systèmes d'upwellings bien constitués, l'injection de nitrate et de silice directement dans la zone euphotique, liée à une activité volcanique, se traduira par le développement de Diatomées et de Radiolaires. Mais, le dépôt siliceux biogène ainsi formé aura une extension géographique restreinte et ne se formera que pendant un intervalle de temps limité : celui correspondant à la durée du phénomène volcanique. La présence localisée de Diatomées associées à du volcano-détritique et de la glauconie, par exemple sur les rides aséismiques comme la ride du 90e Est et la ride de Tasmanie, peut s'expliquer de cette manière.

Le fait que les Diatomées continuent encore aujourd'hui à précipiter de la silice au niveau de zones où le phénomène est apparu dès le Miocène : marges du Chili-Pérou, de Californie, golfe de Panama, marges marocaine et mauritanienne, etc... permet de projeter dans le passé les conditions de développement de la microflore siliceuse. De nombreux travaux ont montré que le développement du phytoplancton siliceux — c'est-à-dire le taux de précipitation de silice sous forme de frustules et de squelettes de silicoflagellés — était étroitement dépendant de la richesse des eaux de la zone euphotique en azote ammoniaqué, azote nitrique et en silice. Un déficit en nitrate peut entraîner la quasi-disparition de la microflore siliceuse (Thomas et Dodson, 1975), de même qu'une carence prolongée en silice dissoute peut ralentir considérablement la cadence de reproduction des Diatomées. Ainsi, depuis le Miocène, les résurgences ou upwellings ont assuré une alimentation continue de la zone euphotique, en zones côtières aussi bien qu'au niveau des grandes ceintures à haute productivité, en contrôlant le recyclage de ces substances nutritives remises en solution après dégradation de la matière organique dans les eaux profondes.

Sverdrup, Johnson et Fleming (1942) avaient déjà rassemblé suffisamment d'informations pour montrer que l'énergie nécessaire au fonctionnement continu des résurgences était indirectement

Source : MNHN, Paris

(courants de la circulation océanique générale) ou directement fournie par le vent et les différences de températures. Des études récentes dans le cadre du programme international CINECA [1] ont montré l'influence directe des variations d'intensité des alizés dans la région du Cap Blanc (upwellings mauritaniens) sur la circulation hydrologique caractérisant les résurgences côtières. Arrhenius (1952), Gardner et Burckle (1975), par exemple, ont relié des sortes de « blooms » de Diatomées à une intensification de la circulation océanique de surface pendant les périodes froides du Quaternaire, en relation avec les pulsations glaciaires. Il y a donc tout lieu de penser que le développement des diatomites soit lié à la réorganisation de la circulation océanique et atmosphérique au Miocène. Il s'avèrerait ainsi que les diatomites du domaine équatorial n'ont commencé à se former qu'à partir du moment où le systéme des vents d'Est : les alizés, ait acquis suffisamment de puissance pour entretenir, depuis le Miocène supérieur, des résurgences d'eaux profondes. Dans une certaine mesure, il en irait de même pour les dépôts à Diatomées circumantarctiques liés à une zone d'upwellings contrôlée par la circulation atmosphérique australe. Des éléments de preuve du développement de la zonation climatique latitudinale de type actuel, qui implique nécessairement une réorganisation de la circulation atmosphérique zonale, ont déjà été rassemblés par ailleurs (Furon, 1972). D'autres indices sont à rechercher notamment par l'étude du développement de la végétation sur les îles océaniques. Muir et Baker (1968) par exemple, ont constaté qu'une couche à plantes de l'île de Sainte-Héléne, datée de 9 millions d'années, présentait des affinités avec la flore récente et actuelle des îles subantarctiques Gough et Tristan da Cunha : Fougères, Mousses, etc..., très vraisemblablement ensemencées depuis leur formation (Plio-Quaternaire) par des apports (vents et courants) en provenance de l'Amérique du Sud, voire même de Nouvelle Zélande. Par contre, la végétation récente et actuelle des îles Sainte-Hélène et Ascension (sous les alizés du Sud-Est) est différente de celle de ces îles subantarctiques (balayées par les vents d'Ouest) et présente des affinités très marquées avec la flore de l'Afrique du Sud. Ces observations semblent bien traduire un renversement des influences dominantes d'abord d'Ouest, puis d'Est, depuis une dizaine de millions d'années. Ajoutons encore qu'à Kerguelen (océan Indien), une flore d'*Araucarioxylon*, de *Nothofagus*, de Fougéres et de Mousses, s'est développée au Miocène (Aubert de la Rüe, 1932), il y a 14 millions d'années (Nougier, 1970), puis a disparu. C'est sans doute moins la légére évolution des températures que l'établissement des puissants vents d'Ouest qui, depuis, a interdit toute végétation arbustive à Kerguelen.

D'autres preuves du développement de cette circulation atmosphérique zonale, depuis le Miocène, sont peut-être à rechercher par l'étude de l'apparition et de l'extension des zones arides, bien que l'existence de ces dernières soit aussi dépendante de l'évolution diastrophique régionale. Kemp (1978) a fait remarquer que le Miocéne et le Pliocène en Australie semblent avoir été caractérisés par une décroissance marquée des précipitations. Par ailleurs, van de Graaff, Crowe et Bunting (1976) ont montré que le climat chaud et humide de l'Australie à l'Éocène est devenu sec et aride au Miocène, l'aridité ayant commencé à se développer au centre du continent ; ce qui rejoint les remarques de Kemp et signifie aussi que l'influence éventuelle de la dérive de l'Australie vers le Nord n'a pas joué un rôle important dans cette évolution climatique. En outre, pour Bowler (1976), les dépôts éoliens des périodes glaciaires en Australie (Plio-Quaternaire) se seraient formés en même temps que ceux du Sahara sous l'influence d'une circulation atmosphérique accélérée. Enfin, Conrad (1969) voit l'évolution des conditions climatiques sahariennes vers une hyper-aridité au Plio-Quaternaire avec encore au Plio-Villafranchien des conditions tropicales au moins localement humides (lacs à sauriens et poissons). Ainsi, il semble bien que les effets de l'établissement progressif de cette nouvelle circulation atmosphérique au Néogène soient perceptibles non seulement en domaine océanique mais aussi en domaine continental.

Il apparaît ainsi que la fin du Miocène et le Plio-Quaternaire ont été marqués, dans l'océan Indien, par le développement du plancton siliceux. On peut penser que le plancton siliceux tropical descendant vers le Sud au cours du Quaternaire rencontre le plancton siliceux antarctique remontant vers le Nord au gré de l'expansion ou de la contraction des deux grands domaines hydrologiques limités

1. CINECA : voir « Les résurgences côtières le long du littoral nord-ouest africain et leurs conséquences lithologiques ». *In* Images des Sciences de la Terre, de l'Océan et de l'Espace, 1976 — Supplément au n° 20 du Courrier du C.N.R.S., p. 43-46.

Source : MNHN, Paris

par le front polaire et ses dépendances, front dont les déplacements latitudinaux ont été commandés depuis 2,5-3 millions d'années environ par les pulsations climatiques.

Cette importante modification dans le peuplement et la productivité des eaux de surface de l'océan Indien depuis le Miocène semble bien avoir été accompagnée de phénomènes de même nature dans les autres océans. C'est notamment la mise en route des grands upwellings côtiers des océans Pacifique et Atlantique ; c'est peut-être une suractivation de la ceinture équatoriale Pacifique (Leclaire, sous presse). Les causes d'un phénomène aussi général ne peuvent être recherchées que dans des modifications importantes de l'environnement terrestre et, en particulier, de la circulation océanique et atmosphérique.

CONCLUSION

Ainsi, les études en cours sur les sédiments prélevés dans l'océan Indien austral, notamment par le *Marion Dufresne*, ont permis d'aborder le problème des variations de productivité des eaux de surface de cet océan depuis 25 millions d'années environ. Il est apparu que l'état actuel de l'équilibre entre précipitation biologique et redissolution physicochimique du calcaire avait considérablement varié sans qu'il y eut de grands à-coups dans la productivité de l'eau de mer en plancton carbonaté. Les fortes modifications liées à la productivité ont plutôt été commandées par le déplacement latitudinal de zones à haute productivité et par d'importantes fluctuations dans l'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer. L'essentiel des interactions entre ces phénomènes et leurs relations avec les modifications de l'environnement sont encore très mal connus. Tout au plus peut-on affirmer que l'évolution du climat terrestre a joué un rôle capital. La colonisation des eaux de surface de l'océan Indien notamment par le phytoplancton siliceux et le rôle de ce dernier dans la précipitation de la silice dissoute dans l'eau de mer, ne semblent pas mieux connus. Il est très vraisemblable que le Miocène — particulièrement le Miocène terminal — fut une époque caractérisée par le développement de ce phytoplancton siliceux, développement accompagnant une évolution marquée des conditions climatiques en domaine austral et équatorial. Il est encore prématuré d'envisager les répercussions de ce développement sur la concentration en silice dissoute dans l'eau de mer. Mais il n'est pas interdit de penser à une diminution substantielle de cette concentration au fur et à mesure de l'accumulation de silice biogène autour de l'Antarctique notamment.

En définitive, il s'agit d'étudier, en partant du sédiment, les chaînes océaniques de cycles biogéochimiques majeurs mettant en jeu des échanges océan-atmosphère, cycles ayant été soumis, voire ayant pu commander, aux modifications d'environnement sur les continents et aux variations de composition de l'eau de mer.

Ces travaux ont été effectués dans le cadre de la R.C.P. 212 et de l'E.R.A. 121, subventionnés par la D.G.R.S.T. (convention 76.7.1923) et soutenus par le Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises.

RÉFÉRENCES CITÉES

Arrhenius G., 1952. — Sediments cores from the East-Pacific. *In* Reports of the swedish deep-sea expedition 1947-1948, vol. V, fasc. 1, p. 1-227.

Aubert de La Rue E., 1932. — Étude géologique et géographique de l'archipel de Kerguelen. *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dynam.*, t. 5, 223 p.

Bé A. W. H. et Tolderlund D. S., 1971. — Distribution and ecology of living planktonic Foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. *In* The Micropaleontology of oceans, Funnell B. M. et Riedel W. R. Ed., p. 105-147.

Source : MNHN, Paris

Bé A. W. H. et Duplessy J.-C., 1976. — Subtropical convergence fluctuations and quaternary climates in the middle latitudes of the Indian ocean. *Science*, vol. 194, n° 4263, p. 419-422.

Berger W. H., 1967. — Foraminiferal ooze : solution at depths. *Science*, vol. 156, p. 383-385.

Berger W. H., 1970. — Planktonic Foraminifera : selective solution and the lysocline. *Marine Geol.*, 8, p. 111-138.

Berger W. H., 1975. — Deep-sea carbonates : dissolution profiles from foraminiferal preservation. *In* Dissolution of deep-sea carbonates. Sliter W. W., Bé A. W. H., et Berger W. H. Ed., spec. publ. n° 13 of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, p. 82-86.

Berger W. H. et Winterer E. L., 1974. — Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. *In* Pelagic sediments on land and under the sea, Hsü K. J. et Jenkyns H. C. Ed., Intern. Assoc. Sedimentologists, spec. publ., vol. 1, p. 59-96.

Berner R. A. et Morse J. W., 1974. — Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea-water. IV-Theory of calcite dissolution. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 274, p. 108-134.

Bowler J. M., 1976. — Glacial age aridity in southern Australia : evidence from lakes, dunes and paleosols. *In* 25e I.G.C., Abstracts, vol. 2, p. 490-491.

Branshaw J. S., 1959. — Ecology of living planktonic foraminifera of the North and Equatorial Pacific ocean. *In* Cushman Found. Foram. Res. Contr., 10 (2), p. 25-64.

Broecker W. S. et Broecker S., 1974. — Carbonate dissolution on the western flank of the East Pacific rise. *In* Studies in paleo-oceanography, Hay W. W. Ed., Soc. Econ. Paleont. and Mineral., spec. publ., n° 20, p. 44-57.

Caulet J.-P., 1974. — Les Radiolaires des boues superficielles de la Méditerranée. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 3e sér., (39), n° 249, p. 217-288.

Caulet J.-P., 1977. — La silice biogène dans les sédiments néogènes et quaternaires de l'océan Indien austral. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. XIX, n° 5, p. 1021-1032.

Caulet J.-P., 1978. — Sédimentation biosiliceuse néogène et quaternaire dans l'océan Indien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. XX, n° 4, p. 577-583.

Clocchiatti M., 1976. — Sédimentation pélagique néogène et quaternaire et dissolution des carbonates dans le bassin de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. XVIII, n° 6, p. 1613-1624.

Conrad G., 1969. — L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien. C.R.Z.A., série Géologie, n° 10, 1 vol. 527 p.

Denis-Clocchiatti M., Leclaire L. et Giannesini P.-J., 1978. — Vitesse de croissance des nodules de manganèse dans l'océan Indien : une approche biostratigraphique. *In* Colloque intern. du CNRS n° 289 sur la genèse des nodules de manganèse, Gif-sur-Yvette, 25-30 septembre 1978, sous presse.

Denis-Clocchiatti M., 1979. — État actuel de la sédimentation calcaire dans l'océan Indien austral : comparaison avec les autres océans et modélisation. *In* Colloque « Recherches océanographiques dans l'océan Indien », Paris, 20-21-22 juin 1977, ce volume.

Denis-Clocchiatti M., 1979. — Sédimentation calcaire et paléoenvironnement dans l'océan Indien austral. Thèse de Doc. d'État, en préparation.

Distanov U. G., Kopejkin V. A., Kuznetsova T. A. et Silantiev V. N., 1971. — Particularités de l'accumulation de silice dans les bassins marins au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. *Dokl. Acad. Nauk.*, vol. 201, n° 3, p. 668-671.

Duplessy J.-C., 1978. — Isotope studies. *In* Climatic change, Grihhin J. Ed., Camhridge Univer. Press, p. 46-67.

Furon R., 1972. — Éléments de paléoclimatologie. De l'enseignement à la recherche, Sci. de la Terre, Vuivert Ed., 1 vol.

Gamberoni L., 1979. — Quelques éléments sur l'hydrologie des océans Indien sud et Antarctique (secteur indien). *In* Colloque « Recherches océanographiques dans l'océan Indien », Paris, 20-21-22 juin 1977, ce volume.

Gardner J. V. et Burckle L. H., 1975. — Upper Pleistocene *Ethmodiscus rex* oozes from the eastern equatorial Atlantic. *Micropal.*, vol. 21, n° 2, p. 236-242.

Girdley W. A., Leclaire L., Moore C., Vallier T. L. et White S. M., 1974. — Lithologic summary, leg 25.

Source : MNHN, Paris

In Simpson E. S. W., Schlich R. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 725-741.

Gornon A. L., 1972. — Introduction : physical oceanography of the southeast Indian ocean. *In* Antarctic oceanology II - The Australian - New-Zealand sector, Antarct. research ser., Hayes D. E. Ed., vol. 19, p. 3-9.

Hanna G. D., 1927. — Cretaceous diatoms from California. Occasional papers of the California Academy of Sciences, fasc. XIII, 1 vol., 48 p.

Hayes D. E. et Frakes L. A., 1975. — General synthesis, DSDP, leg 28. *In* Hayes D. E. Frakes L. A. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 919-942.

Hays J. D., Saito T., Opdyke N. D. et Burckle L. H., 1969. — Pliocene-Pleistocene sediments of the Equatorial Pacific : their paleomagnetic biostratigraphy and climatic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 80-p.1481-1514.

Honjo S., 1975. — Dissolution of suspended coccoliths in the deep-sea water column and sedimentation of coccolith ooze. *In* Dissolution of deep-sea carbonates, Sliter W. V., Bé A. W. H. et Berger W. H. Eds., p. 114-128.

Jacoes S. S., 1974. — R/V Conrad 1974 cruises 17-04 and 17-05, southwest Indian ocean : physical oceanography. *Antarct. Journ.*, p. 214-218.

Jacques G., 1979. — Sels nutritifs et production primaire dans l'océan Antarctique. *In* Colloque « Recherches océanographiques dans l'océan Indien », Paris, 20-22 juin 1977, ce volume.

Johnson T. C., 1974. — The dissolution of siliceous microfossils in surface sediments of the eastern tropical Pacific. *Deep-Sea Res.*, vol. 21, p. 851-864.

Keany J. et Kennett J.-P., 1972. — Pliocene - early Pleistocene paleoclimatic history recorded in antarctic - suhantarctic deep-sea cores. *Deep-Sea Res.*, vol. 19, p. 529-548.

Kemp E. M., Frakes L. A. et Hayes D. E., 1975. — Paleoclimatic significance of diachronous biogenic facies. *In* Hayes D. E. Frakes L. A. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28, Washington (U. S. Government Printing Office), p. 909-917.

Kemp E. M., 1978. — Tertiary climatic evolution and vegetation history in the southeast Indian ocean region. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, vol. 24, n° 3, p. 169-208.

Kennett J.-P., Houtz R. E. *et al.*, 1975. — Cenozoic paleooceanography in the southwest Pacific ocean antarctic glaciation and the development of the circumantarctic current. *In* Kennett J.-P., Houtz R. E. *et al.*, Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, vol. 29, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1155-1169.

Leclaire L., 1974 a. — Late Cretaceous and Cenozoic pelagic deposits. Paleoenvironment and paleooceanography of the central western Indian ocean. *In* Simpson E. S. W., Schlich R. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 481-512.

Leclaire L., 1974 b. — Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolisants. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. XVI, n° 2, p. 214-224.

Leclaire L., 1978. — Les dépôts siliceux néogènes des océans actuels ; produits de l'évolution terrestre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. XX, n° 4, p. 559-568.

Lisitzin A. P., 1972. — Sedimentation in the world ocean. Soc. Econ. Paleontologits and Mineralogists, spec. publ. n° 17, 218 p.

Muir M. D. et Baker I., 1968. — The early Pliocene flora of St-Helena. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, vol. 5, p. 251-268.

Nougier J., 1970. — L'activité volcanique aux îles Kerguelen. Essai géochronologique. 2e symposium géol. antarct., Oslo, 1970, Publ. CNFRA, 14 p.

Parker F. L., 1960. — Living planktonic Foraminifera from the equatorial and southeast Pacific. Tohoku Univ., Sci. Rept., Spec. (Hanzawa), 4, p. 71-82.

Schott W., 1939. — Deep-sea sediments of the Indian ocean. *In* Recent marine sediments, Trask P. D. Ed., Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa, Okla, p. 396-408.

Schrader H. J., 1971. — Fecal pellets : role in sedimentation of pelagic Diatoms. *Science*, vol. 174, p. 55-57.

Source : MNHN, Paris

SHACKLETON N. J. et KENNETT J. P., 1975. — Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation : oxygen and carbon isotope analyses in DSDP, sites 277, 279 and 281. *In* KENNETT J.-P., HOUTZ R. E. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 743-755.

SVERDRUP H. V., JOHNSON M. W. et FLEMING R. H., 1942. — The oceans, their physics, chemistry and biology. Prentice Hall Inc. Publ., New York, 1087 p.

THOMAS W. H. et DODSON A. N., 1975. — On silicic acid limitation of Diatoms in near surface waters of the eastern tropical Pacific ocean. *Deep-Sea Res.*, vol. 22, p. 671-677.

UJIIÉ H., 1968. — Distribution of living planktonic foraminifera in the southeast Indian ocean. *Bull. of the National Science Museum*, Tokyo, vol. 11, nº 1, p. 97-125.

VAN DE GRAAF W. J. E., CROWE R. W. A. et BUNTING J. A., 1976. — Relict early cainozoic drainages in arid western Australia. 25e I.G.C., Abstracts, vol. 2, p. 501.

WILLIAMS D. F., 1976. — Late Quaternary fluctuations of the polar front and subtropical convergence in the southeast Indian ocean. *Marine Micropaleontology*, 1, p. 363-375.

Source : MNHN, Paris

Zones Plancton	Foraminifères en nombre cellules/m³ (0-200 m)	Coccolithophoridés en nombre cellules/m³ (0-200 m)
Équatoriale	25 (Bé et Tolderlund, 1971 ; O. Atlantique et Indien)	293340 (Semina, 1963 (°) ; O. Pacifique)
	1 à 10 (Ujiie, 1968 ; O. Indien)	> 10^6 (Lisitzin, 1972 ; O. Pacifique)
	0,1 à 1 (Parker, 1960 ; O. Pacifique)	10^7 (Honjo, 1975 ; O. Pacifique)
	10 à 100 (Bradshaw, 1959 ; O. Pacifique)	
Intermédiaire	1 (Bé et Tolderlund, 1971 ; O. Atlantique et Indien)	10^4 à 10^5 (Lisitzin, 1972 ; O. Pacifique)
	1 à 100 (Bradshaw, 1959 ; O. Pacifique)	10^6 (Honjo, 1975 ; O. Pacifique)
Subsntarctique	30 (Bé et Tolderlund, 1971 ; O. Atlantique et Indien)	10^4 (Lisitzin, 1972 ; O. Pacifique)
	> 100 (Bradshaw, 1959 ; O. Pacifique)	10^8 (Honjo, 1975 ; O. Pacifique)

Tableau I. — Nombre de Foraminifères et de Coccolithophoridés en suspension dans la couche euphotique (°) *In* Lisitzin, 1972.

Source : MNHN, Paris

Domaines	Plancton calcaire Foraminifères (en g/cm²/1 000 ans)	Coccolithophoridés (en g/cm²/1 000e ns)
Équatorial : bassin Indien central	0,4 à 0,6	1,4 à 1,6
Subtropical : bassin de Madagascar	0,1 à 0,2	1 à 1,3
Subtropical-subantarctique : nord du bassin de Crozet	≃ 0,05	2,5 à 3

Tableau II. — Paléoproductivité en plancton à test calcaire pour la période récente dans différents domaines de l'océan Indien.

Domaines	Flux en g/m²/an	Détritique	Silice biogène	Radiolaires	Diatomées
Équatorial (bassin Indien central)		1,2	0,7	0,3	0,4
Subtropical (bassin de Madagascar)		0,9	≃ 0,2	0,07	0,13
Subtropical-subantarctique (bassin de Crozet Nord)		1,7	0,85	0,17	0,68
Antarctique (contreforts nord-est du plateau de Crozet)		50 à 60	≃ 40	8	32

Tableau III. — Paléoproductivité en plancton à test siliceux pour la période récente dans différents domaines de l'océan Indien

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

ÉTAT ACTUEL DE LA SÉDIMENTATION CALCAIRE DANS L'OCÉAN INDIEN AUSTRAL COMPARAISON AVEC LES AUTRES OCÉANS ET MODÉLISATION

PAR

M. Denis-Clocchiatti *

RÉSUMÉ

Au terme d'une analyse statistique de la distribution des teneurs en calcaire des sédiments récents (d'âge inférieur à 10 000 ans) de l'océan Indien austral et d'une première comparaison avec les autres océans, on a pu établir un modèle d'accumulation du calcaire linéairement dépendante de la profondeur. Les implications de ce modèle : définition de points et domaines caractéristiques, invariance de la quantité d'insoluble fossilisé quelle que soit la profondeur, dissolution nulle ou négligeable des squelettes calcaires pendant la sédimentation, comportement des Foraminifères planctoniques, et l'incidence de la perte en calcaire sur les propriétés physiques des sédiments sont ensuite examinées. On est ensuite tout naturellement amené à confronter ce modèle avec les propriétés physico-chimiques du milieu océanique et, en particulier, le degré de saturation de l'eau de mer en carbonates. A la suite de cette comparaison, une nouvelle définition du concept de « lysocline » est proposée. Enfin, l'établissement de ce modèle linéaire d'accumulation du calcaire nous autorise à esquisser une première approche de la quantité de $CaCO_3$ fossilisé annuellement dans l'océan mondial et, en comparant le chiffre obtenu aux apports en provenance des continents amenés par les eaux de rivières dans les océans, à poser le problème d'une intervention possible de la fossilisation du calcaire sur le cycle biogéochimique du gaz carbonique.

ABSTRACT

Statistical analysis of $CaCO_3$ contents in recent sediments (younger than 10 000 years) of austral fndian ocean and comparison with others oceans allowed us to establish a $CaCO_3$ accumulation model varying linearly with depth. Consequences of this model : caracteristical points and areas, insoluble material deposited on the sea-floor constant and independant of depth, dissolution negligible or no dissolution during sedimentation of calcareous skeletons, behaviour of planktonic foraminifera and $CaCO_3$ loss effect on the sediments physical properties were also considered. A correlation between the linear model and carbonate saturation degree of deep ocean waters is then tentatively attempt. After that a new definition of the " lysocline " concept is proposed. At last, the establishment of this calcareous accumulation linear model permit us to outline a first approach of the $CaCO_3$ amount deposited annually in the world ocean and, this result being compared with the annual continental runoff providing by rivers in the oceans, we can examined the possible effect of $CaCO_3$ fossilisation on the biogeochemical cycle of CO_2.

On peut s'étonner, voire s'interroger, sur la finalité de la grande quantité de travaux (essentiellement d'origine anglo-saxone) ayant eu pour objet le problème de la dissolution des carbonates

* Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

en milieu océanique. De Murray et Renard (1891) à Peterson (1966), puis Berger (1967), ce phénomène a été maintes fois observé ; il a été établi que les teneurs en calcaire des sédiments océaniques étaient d'une manière ou d'une autre dépendantes de la profondeur de dépôt. Depuis, et certainement à la suite des travaux de Berger (1968, 1970, 1973 a et b, 1975) essentiellement sédimentologiques, l'attention portée à ce problème s'est accrue comme en témoignent les tentatives de compréhension du phénomène par les géochimistes (Li, Takahashi et Broecker, 1969 ; Broecker et Van Donk, 1970 ; Berner et Wilde, 1972 ; Morse et Berner, 1972 ; Berner, 1974 ; Berner et Morse, 1974 ; Takahashi, 1975 ; Ingle, 1975 ; Broecker et Takahashi, 1977, 1978 ; etc...).

L'attention du géologue a été particulièrement attirée par le fait que la dissolution des carbonates a subi d'importantes variations pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque. On a même pu considérer ces fluctuations comme l'un des phénomènes géologiques majeurs ayant marqué l'histoire mésozoïque et cénozoïque des océans (Leclaire et Clocchiatti, 1976).

Dans l'état actuel de nos connaissances, il apparaît que la dissolution du calcaire en fonction de la profondeur résulte d'interactions complexes entre productivité (vitesse de précipitation), sous-saturation des masses d'eaux (vitesse de redissolution), apports en carbonates injectés dans les océans par les eaux de rivières, influence des eaux de fond (propriétés chimiques particulières) et, en règle générale, organisation thermohaline des masses d'eaux océaniques. Tout concourt maintenant à faire penser que la dissolution du calcaire en milieu océanique traduit le jeu subtil de la chaîne d'équilibre des carbonates, particulièrement sensible à toute modification de l'environnement.

Considérant dès lors qu'il s'agit bien d'un phénomène géologique majeur dont la compréhension permettra peut-être un jour d'aborder l'intensité des variations de pH de l'eau de mer au cours des temps géologiques, il nous a semblé utile d'en étudier les effets au travers des sédiments prélevés dans trois bassins de l'océan Indien (200 carottes environ) pris comme références : bassins de Madagascar, de Crozet et Indien central, et ce du Crétacé supérieur à nos jours.

Cependant, avant toute incursion dans le passé, il a été nécessaire de définir au mieux l'état actuel, en tout cas récent, de la dissolution des carbonates dans ces bassins. Il est ainsi apparu une divergence non seulement dans l'interprétation des données, mais aussi dans l'expression des faits d'observations entre nos travaux et ceux de l'école anglo-saxonne. Ces problèmes ont déjà fait l'objet de publications (Leclaire et Clocchiatti, 1976 ; Clocchiatti, 1976). Des données nouvelles ont renforcé nos convictions et c'est un réexamen de l'ensemble de ces résultats qui fait l'objet de cette note.

I. — Cadre morphostructural, localisation des prélèvements et méthodes d'études.

Les prélèvements sur lesquels est basée cette étude de l'état actuel de la dissolution des carbonates proviennent des bassins de Madagascar, de Crozet et du bassin Indien central.

1. — *Le bassin de Madagascar.*

Situé au sud-est de l'île Rouge, il s'étend entre 20 et 35° Sud ; sa profondeur n'atteint 6 000 m qu'en de rares endroits. Il est limité au Nord par la zone de fracture portant les îles de la Réunion et de Rodriguez, à l'Est par les environs du point triple, au Sud par la dorsale ouest-indienne au relief accidenté (taux d'expansion lent), à l'Ouest par le flanc est du plateau malgache et enfin au Nord par les contreforts de Madagascar. La séquence des anomalies magnétiques 1 à 33 (0 à 78 M.a.) y a été reconnue (Schlich, 1975), la direction d'expansion est approximativement NE-SW. Les sites des prélèvements ont été implantés dans l'ensemble du bassin (fig. 1) mais une coupe W-E réalisée sur le flanc est du plateau malgache (à pente particulièrement douce et régulière), aux environs de 35° Sud, lors de la campagne OSIRIS I du *Marion Dufresne* (1973) et complétée lors de la campagne SESAM (1976), constitue l'un des points d'appui de cette étude de la dissolution des carbonates avec des sédiments dont la profondeur s'étage de 1 063 m (MD 73013) à 4 897 m (MD 76089 et 76090).

Source : MNHN, Paris

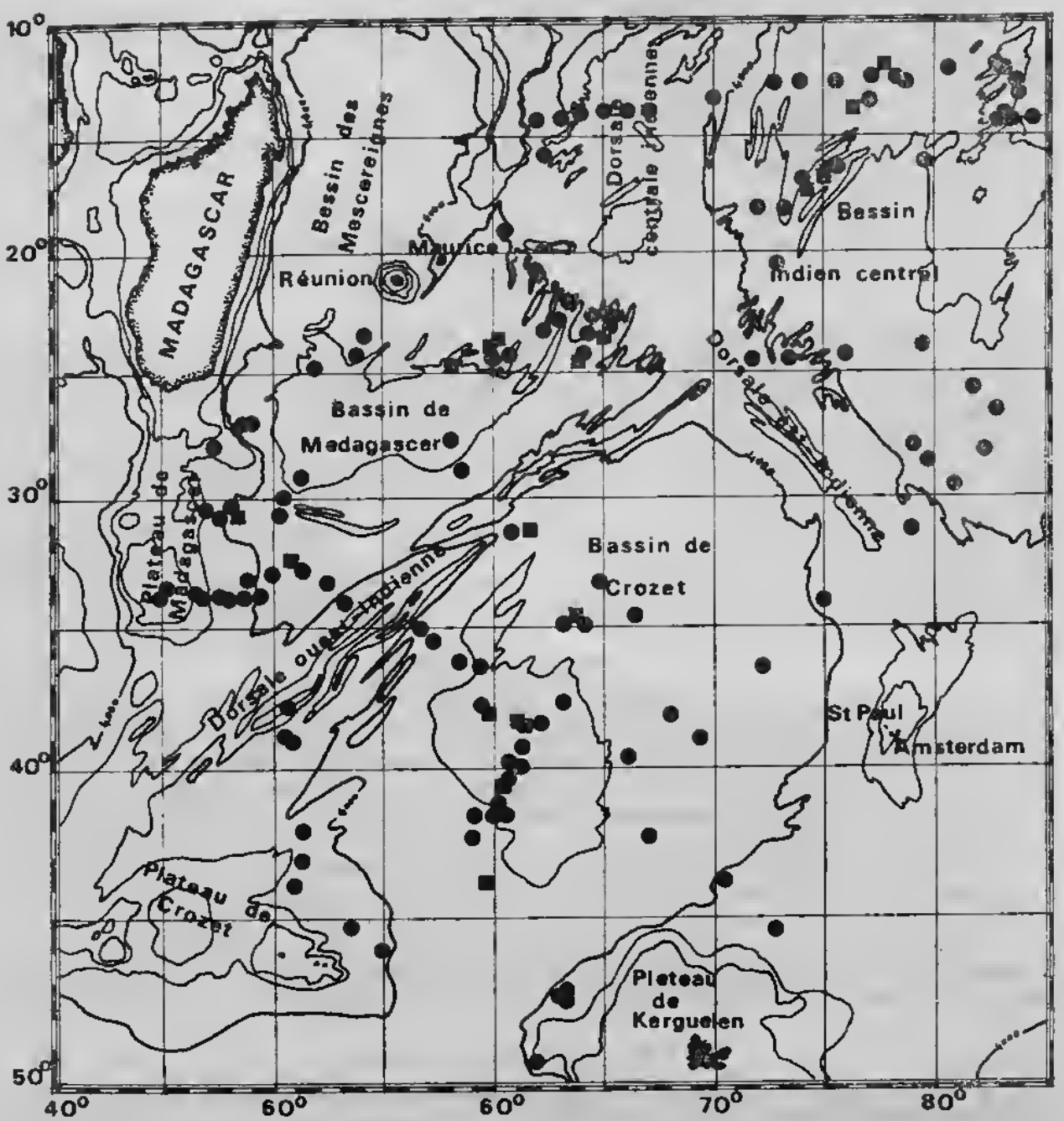


FIG. 1. — Localisation des prélèvements. Les ronds noirs indiquent la position des carottages à piston (en « pilotes » associés), les carrés celle des carottages grande section (1/4 ou 1 m²). Pour les prélèvements effectués sur l'Osborn Knoll, voir Vergès (1977).

Source : MNHN, Paris

2. — *Le bassin de Crozet.*

De grande extension latitudinale (entre 30 et 48° Sud), il est bordé au Nord-Est par le flanc sud de la dorsale est-indienne, à l'Est par la zone de fracture d'Amsterdam et le plateau de Kerguelen, au Sud par le seuil de Kerguelen-Crozet et enfin à l'Est par la dorsale ouest-indienne. Sa profondeur moyenne est de l'ordre de 4 800 m.

Les anomalies magnétiques 1 à 33, créées par la branche est-indienne, y ont été identifiées (Schlich, 1975), la direction d'expansion est NNE-SSW de l'anomalie 33 à l'anomalie 21 (47 M.a.). A ce moment, un important changement de direction s'est produit ; depuis, l'expansion se fait selon une direction NE-SW.

Trois campagnes du *Marion Dufresne* (OSIRIS I, 1973 ; NOSICAA, 1975 ; SESAM, 1976) ont permis de récolter des matériaux par des profondeurs allant de 3 000 à 5 200 mètres (fig. 1).

3. — *Le bassin Indien central.*

D'une profondeur moyenne de l'ordre de 5 000 m, le plus Nord des trois bassins étudiés (10° N à 30° S) est limité à l'Est par la ride du 90e Est, au Sud par le flanc nord de la branche est-indienne, à l'Ouest par la dorsale centrale-indienne et la ride des Chagos-Laquédives, et au Nord par le cône du delta du Gange.

Des anomalies magnétiques (jusqu'à la 33) ont pu être mises en évidence (Schlich, 1975) ; la direction d'expansion est pratiquement Nord-Sud pour les anomalies 33 à 21, puis elle devient NE-SW.

Les campagnes NOSICAA (1975) et NEMRODE (1977) ont permis la réalisation d'une série de prélèvements dans l'ensemble du bassin et, en 1977, une coupe à des profondeurs échelonnées entre 1 880 m (MD 77227) et 5 100 m (AET 77020) a été faite sur la morphostructure particulière, située à l'Ouest de la ride du 90e Est par environ 15° Sud, que constitue l'Osborn Knoll (fig. 1).

4. — *Techniques de prélèvement.*

Les carottages qui ont permis d'effectuer la totalité de cet échantillonnage sont de deux types : carottage à piston (grande pénétration mais faible diamètre des prélèvements et, dans la majorité des cas, détérioration de l'interface eau-sédiment) et les carottages grande section AET (1/4 m²) ou SIPAN (1 m²), de faible pénétration mais avec une surface de prélèvement importante permettant des analyses sur des niveaux rigoureusement isochrones et surtout préservation parfaite de l'interface eau-sédiment (Leclaire, 1977).

Il faut aussi remarquer qu'aux carottiers à piston ont été systématiquement associés des carottiers pilote (tubes courts utilisés comme contrepoids et s'enfonçant par gravité) permettant de doubler le carottage à piston et surtout de prélever une interface eau-sédiment non perturbée.

Enfin, il convient également de noter que la plus grande attention a été portée aux levés bathymétriques, les profondeurs les plus exactes possibles étant en effet nécessaires pour cette étude ; les longueurs de cable filé (notées pour chaque prélèvement) ont également été prises en considération.

5. — *Méthodes d'étude en laboratoire.*

A l'effort au niveau des techniques de prélèvement avec utilisation intensive du carottier pilote associé au carottier à piston, mise en œuvre des carottiers grande section, etc..., a correspondu un effort tout particulier de datation des matériaux recueillis (par les nannofossiles et les Foraminifères planctoniques), de manière à — dans toute la mesure du possible — ne retenir que les données provenant des sédiments les plus proches du temps 0 (sédiments d'âge inférieur à 18 000 ans). En leur absence, certaines données issues de matériel d'âge inférieur à 60 000 ans ont été retenues et, éventuellement, prises en considération. Les âges selon les nannofossiles calcaires sont déterminés sur frottis au microscope optique (Denis-Clocchiatti *et al.*, sous presse) ; les Foraminifères planctoniques sont extraits à partir d'un poids de sédiment connu, chacune des fractions recueillies sur tamis de mailles

Source : MNHN, Paris

400 et 175 μ est pesée et les différentes espèces constituant les thanacénoses sont déterminées et comptées selon la méthode utilisée pour l'analyse factorielle (Ségoufin et Leclaire, 1975).

Remarquons aussi que les échantillons ainsi datés — à l'exception des boues rouges — sont prélevés volumétriquement (méthode utilisée en routine au laboratoire), ce qui permet de déterminer leur densité, leur teneur en eau et leur « densité sèche » (c'est-à-dire le poids des particules sèches par unité de volume), après séchage à 105° pendant 48 heures et refroidissement des prélèvements en dessicateur. Leur teneur en carbonate de calcium est ensuite dosée grâce à un calcimètre Hülsemann modifié (Leclaire, 1972) dont la précision instantanée et répétitive est très grande : + 0,1 % (déterminée expérimentalement).

II. — L'accumulation du calcaire dans l'océan Indien — une comparaison avec les autres océans.

En ce qui concerne les données propres, issues des matériaux récoltés lors des différentes missions de géologie effectuées à bord du *Marion Dufresne* dans l'océan Indien, il est nécessaire de rappeler que cette étude a été réalisée sur l'ensemble des tops de carottes prélevées (soit par carottage à piston, soit par carottier-pilote associé, soit par carottage grande section), sous réserve que leur âge soit le plus proche possible du temps 0 et en tout cas inférieur à 18 000, voire à 60 000 ans, en l'absence d'autres matériaux (voir ci-dessus). Les deux coupes déjà abordées précédemment, du plateau malgache, (Clocchiatti, 1976 ; Leclaire et Clocchiatti, 1976), et de l'Osborn Knoll (Vergès, 1977) constituent des points d'appui pour ce travail ; en effet, pour chacun de ces deux profils W-E, parmi tous les paramètres pouvant affecter le dépôt d'un sédiment en un site donné, seule la profondeur varie puisque tous les prélèvements sont pratiquement effectués selon une même latitude.

A ces données propres, on adjoint à titre d'exemple, les teneurs de $CaCO_3$ et les profondeurs extraites de Kolla *et al.* (1976) provenant d'une bande latitudinale située entre 20 et 30° Sud et comprenant pour l'essentiel le bassin de Madagascar, le nord du bassin de Crozet et le sud du bassin Indien central, mais aussi les bassins de Mozambique et de Wharton.

Ces données ont déjà été pour partie interprétées en faisant appel *a priori* à un point de référence (coupe du plateau malgache et de l'Osborn Knoll), généralement le plus élevé (voir Berger, 1971 ; Clocchiatti, 1976 ; etc...), ou encore plus simplement (voir Kolla *et al.*, 1976) par un ajustement visuel des nuages de points en partant de l'hypothèse de l'existence d'une lysocline (« point d'accélération » dans la dissolution). Dans les deux cas, ces interprétations *a priori* sont sujettes à discussion. Notre approche vise à se débarrasser de toute hypothèse préalable par application stricte des règles de la statistique.

1. — *Analyse statistique de la distribution des teneurs en calcaire dans l'océan Indien austral.*

a) *Son principe.*

L'observation des nuages de points portés sur les figures 2, 3, 4 et 5 évoque en première approximation une distribution hyperbolique des teneurs en $CaCO_3$ en fonction de la profondeur. Cependant, avant d'envisager cette hypothèse, on a tenu à appliquer les tests de liaison fonctionnelle disponibles sur calculateur : fonctions de puissance, logarithmique (exponentielle). Bien que les coefficients de corrélation obtenus soient corrects en première analyse, la comparaison entre les valeurs calculées à partir des courbes obtenues et les valeurs naturelles a toujours présenté une forte dispersion qui nous a incités à tester en définitive l'hypothèse d'une distribution hyperbolique. Pour ce faire, la teneur en $CaCO_3$ (exprimée en % ou en g/g de sédiment) étant supposée fonction de l'inverse de la profondeur, on peut écrire que :

Source : MNHN, Paris

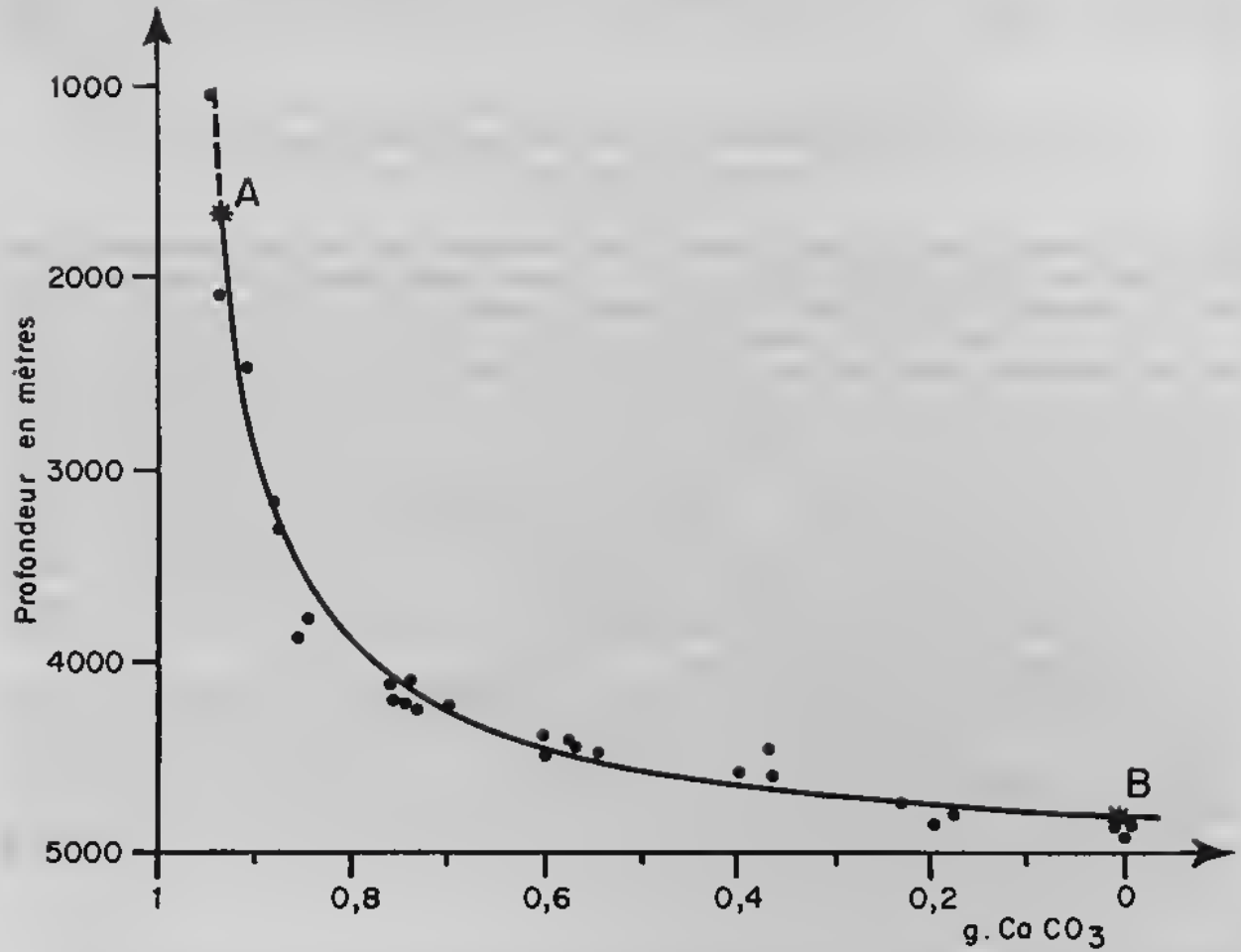


FIG. 2. — Répartition des teneurs en $CaCO_3$ en fonction de la profondeur dans le bassin de Madagascar. La courbe figure l'hyperbole modélisant cette répartition ; en trait plein, son domaine de définition — A : point de début de dissolution — B : profondeur de disparition totale du calcaire (C.C.D.) ; pour leur détermination, voir texte. Sur cette figure comme sur les suivantes, les teneurs en $CaCO_3$ sont exprimées en gramme de $CaCO_3$ par gramme de sédiment.

Source : MNHN, Paris

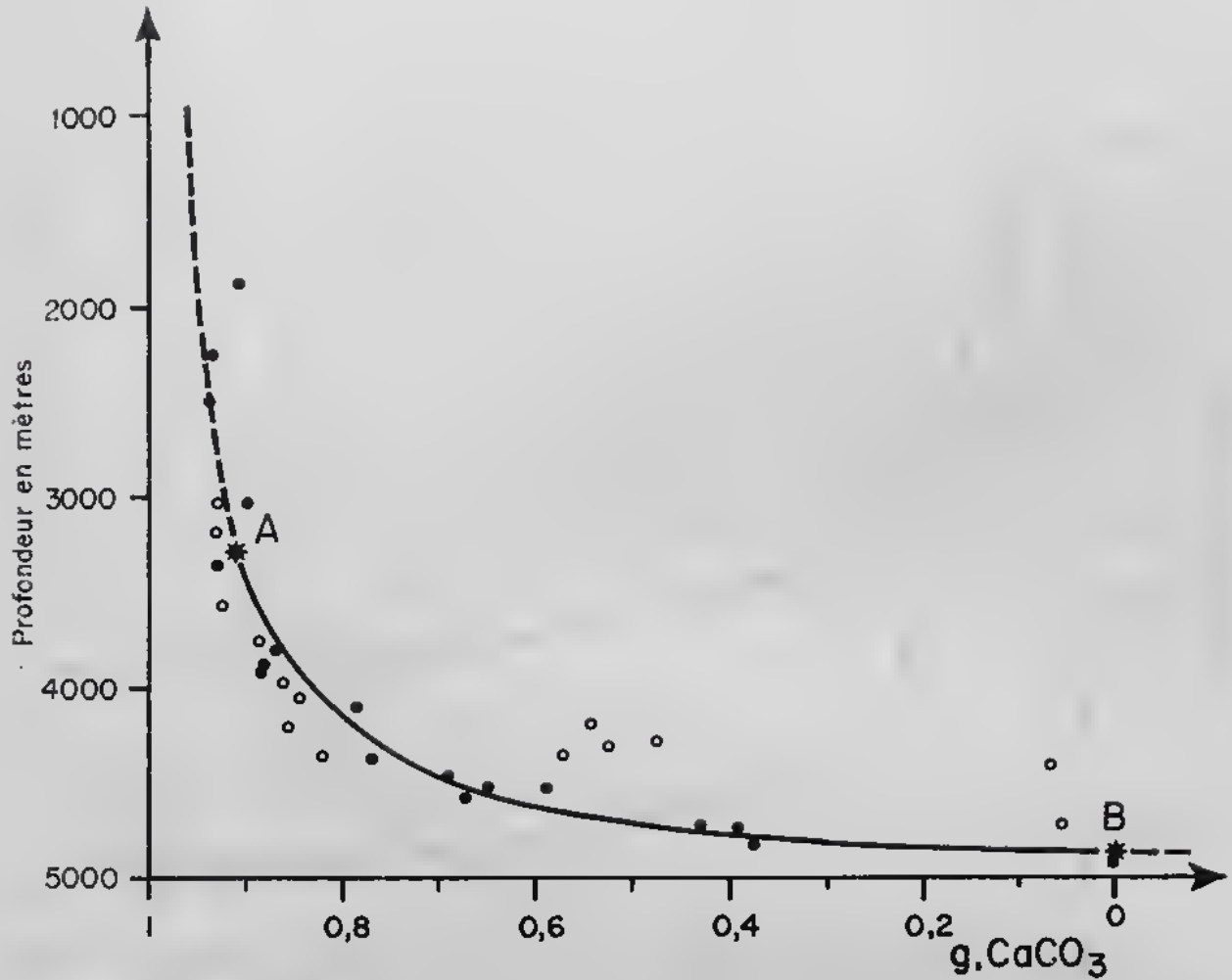


FIG. 3. — Répartition des teneurs en $CaCO_3$ en fonction de la profondeur dans le bassin Indien central. Ronds noirs : coupe de l'Osborn Knoll et zone équatoriale ; cercles : bassin Indien central Sud. Pour la signification de la courbe, de A et de B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

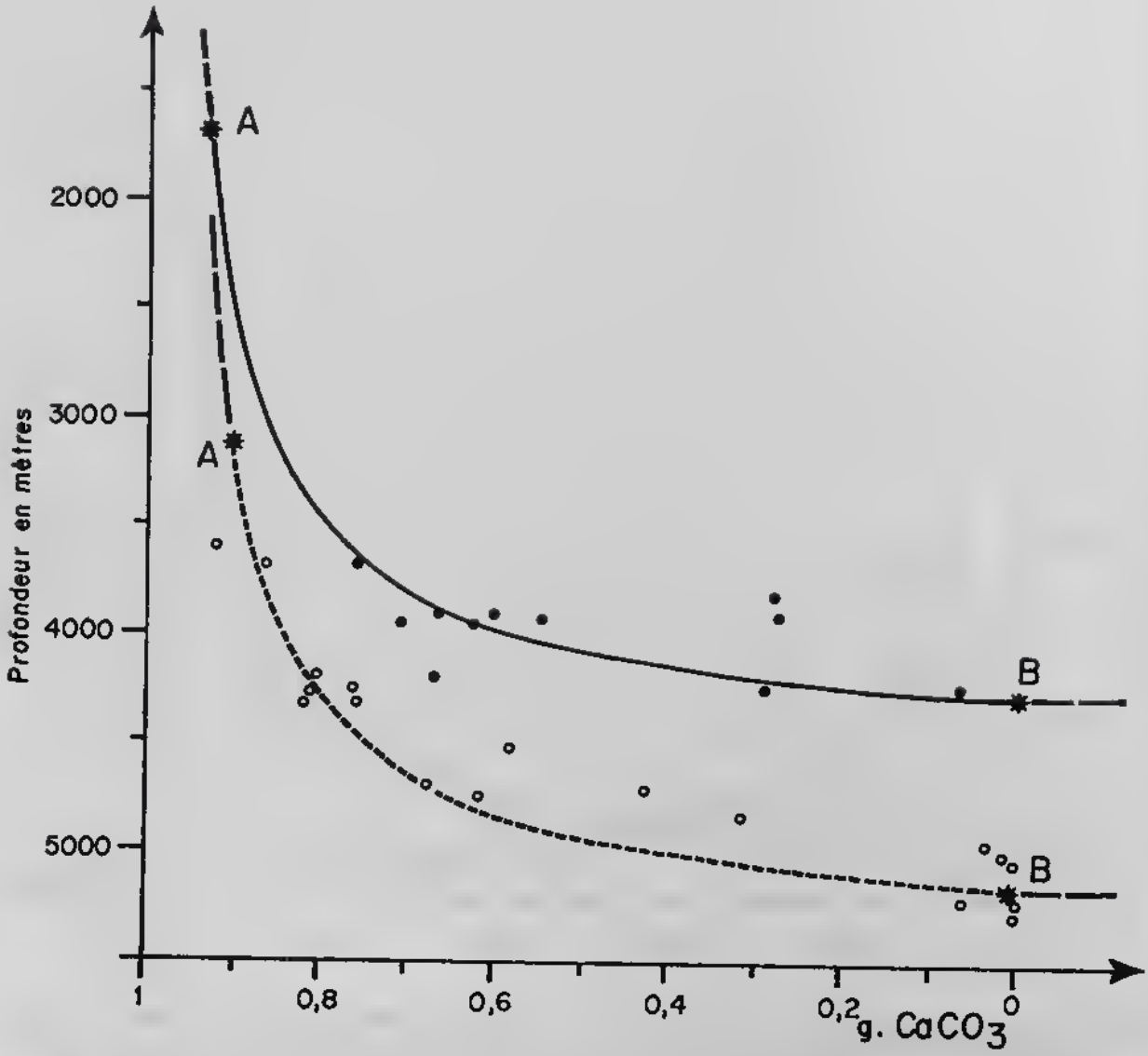


FIG. 4. — Répartition des teneurs en $CaCO_3$ en fonction de la profondeur dans le bassin de Crozet. Ronds noirs et courbe en trait plein : bassin de Crozet Sud ; cercles et courbe en petits tiretés : bassin de Crozet Nord. A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

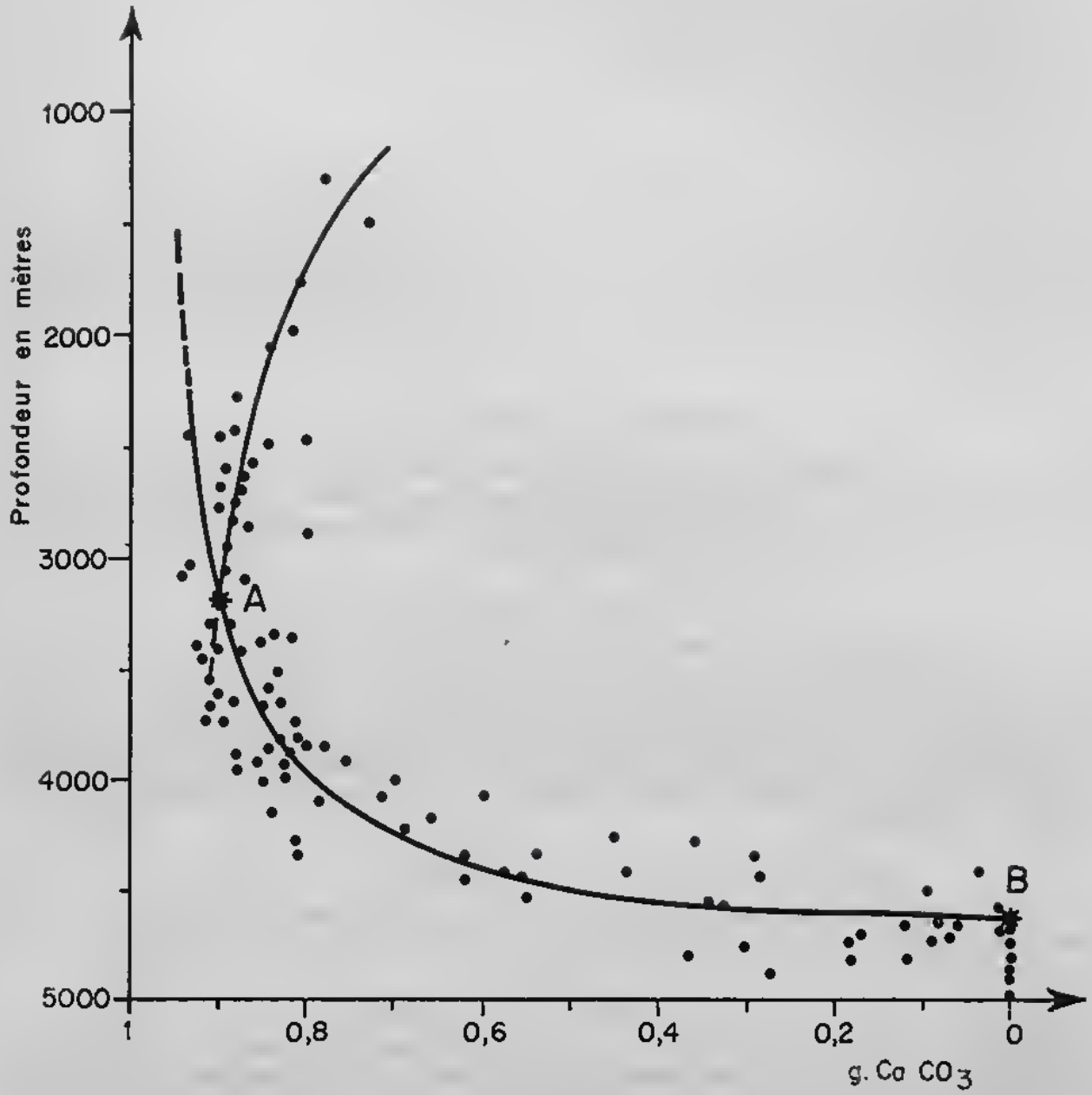


FIG. 5. — Répartition des teneurs en $CaCO_3$ en fonction de la profondeur (entre 20 et 30° S) dans l'océan Indien (d'après Kolla *et al.*, 1976). La courbe modélisant l'évolution des teneurs en calcaire pour les faibles profondeurs correspond à une dilution décroissante avec la profondeur. A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

g $CaCO_3$/g sédiment = K (1/P)
P étant la profondeur et K une constante si l'on se place délibérément dans le cas le plus simple.

Or, on sait que :

g $CaCO_3$/g sédiment = 1 — R
R étant l'insoluble à l'attaque HCl à froid.

Il en résulte que :

1/R = — K(P).

En d'autres termes, la transformation des données de départ (teneurs en $CaCO_3$) dans un référentiel avec en abscisses 1/R (c'est-à-dire 1/1 — g $CaCO_3$) et en ordonnées la profondeur, doit permettre, dans l'hypothèse d'une distribution hyperbolique des teneurs en calcaire, d'obtenir une nouvelle répartition des points figuratifs de ces teneurs, dans le nouveau référentiel, linéairement dépendante de la profondeur. Toujours dans cette hypothèse, il suffit donc d'appliquer le test des moindres carrés sur la série de couples de valeurs profondeur — inverse de l'insoluble.

b) *Applications.*

— Au bassin de Madagascar (fig. 6).

A l'évidence, l'ajustement est parfaitement linéaire pour la quasi-totalité des points, à l'exception de ceux représentant les plus grandes profondeurs, dont l'évolution devient indépendante de cette dernière et c'est ainsi que l'on peut définir un premier point caractéristique (B) situé à l'intersection de ces deux droites, par une profondeur de 4 815 m.

— Au bassin Indien central (fig. 7).

Dans ce cas aussi, on peut définir un point B, situé vers 4 915 m, qui se situe à l'intersection de la droite regroupant la majorité des points et de celle figurant les points pour lesquels la valeur de 1/R reste constante (= 1), quelle que soit la profondeur. De plus, pour les points situés par des profondeurs inférieures à 3 500 m, l'indépendance entre profondeur et 1/R est totale. La droite de régression effectuée sur ces valeurs traverse, au point A, la droite traduisant la relation linéaire entre P et 1/R. Ce point A que l'on peut considérer comme un deuxième point caractéristique se situe par 2 730 m de profondeur.

— Au bassin de Crozet (fig. 8).

Les résultats obtenus sont en partie comparables aux deux bassins précédents et l'on peut ainsi définir un point B situé par 4 970 m.

— Aux résultats de Kolla *et al.* (fig. 9).

Le grand nombre de valeurs présentées permet de distinguer trois domaines : l'un pour lequel 1/R semble croître linéairement avec la profondeur, le deuxième où 1/R décroît linéairement avec la profondeur et le troisième où 1/R est constant, quelle que soit la profondeur. L'intersection des droites représentant l'évolution de 1/R des deux premiers domaines se fait en A (3 180 m) et le point B (4 640 m) est déterminé par l'intersection des deux dernières.

On définit ainsi trois segments de droite, jalonnés par les points A et B, étagés en fonction de la profondeur et dont les deux plus élevés sont l'expression d'hyperboles distinctes dans le référentiel profondeur — teneur en $CaCO_3$.

En reprenant le cas pour lequel on a le plus de valeurs (fig. 9), la droite d'équation 1/R = 0,0032 P — 0,306 est représentative de l'hyperbole d'équation :

g $CaCO_3$/g sédiment = 1 — 1/0,0032 P — 0,306

Source : MNHN, Paris

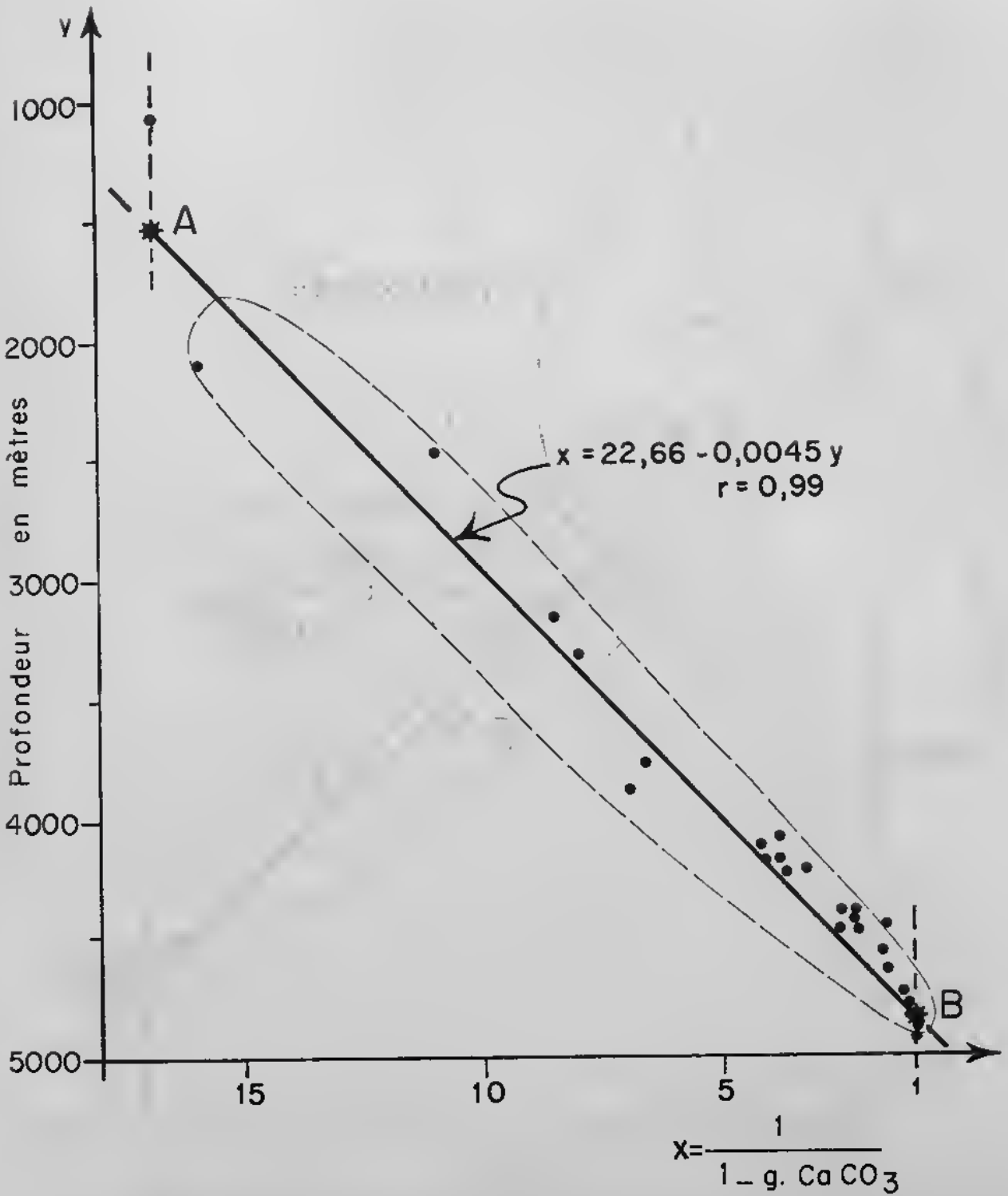


FIG. 6. — Analyse statistique de l'évolution des teneurs en $CaCO_3$ des sédiments du bassin de Madagascar (cf. fig. 2) dans un référentiel profondeur — 1/R (R étant l'insoluble à l'attaque HC1 à froid). La régression linéaire a été effectuée sur les points se trouvant dans le nuage, r est le coefficient de corrélation. A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

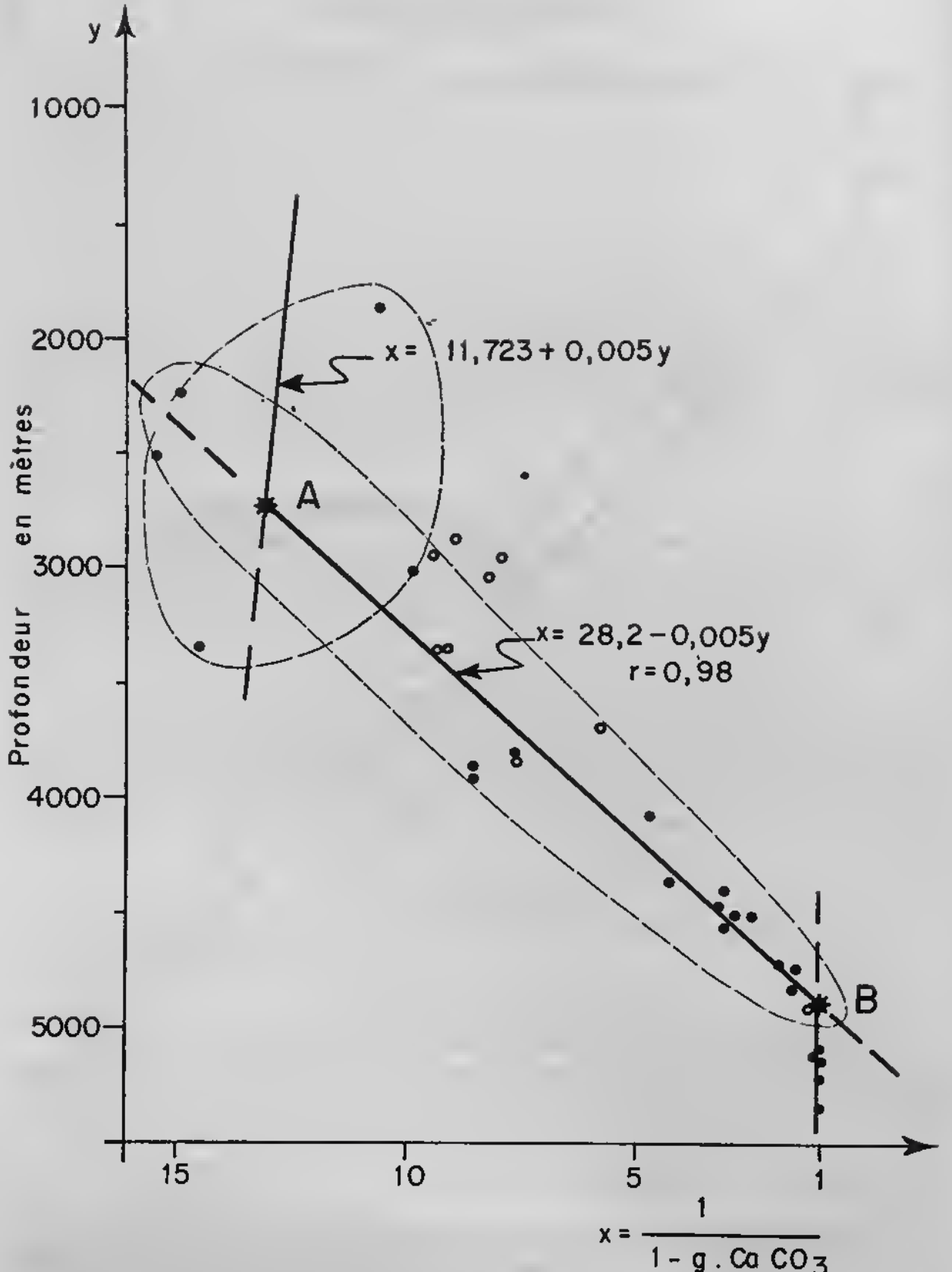


Fig. 7. — Analyse statistique de l'évolution des teneurs en $CaCO_3$ des sédiments du bassin Indien central (cf. fig. 3) dans un référentiel profondeur — 1/R. Les points situés par faible profondeur montrent une totale indépendance des teneurs en calcaire vis-à-vis de la profondeur (r : 0,11). A et B : voir fig. 2.

Source : MNHN, Paris

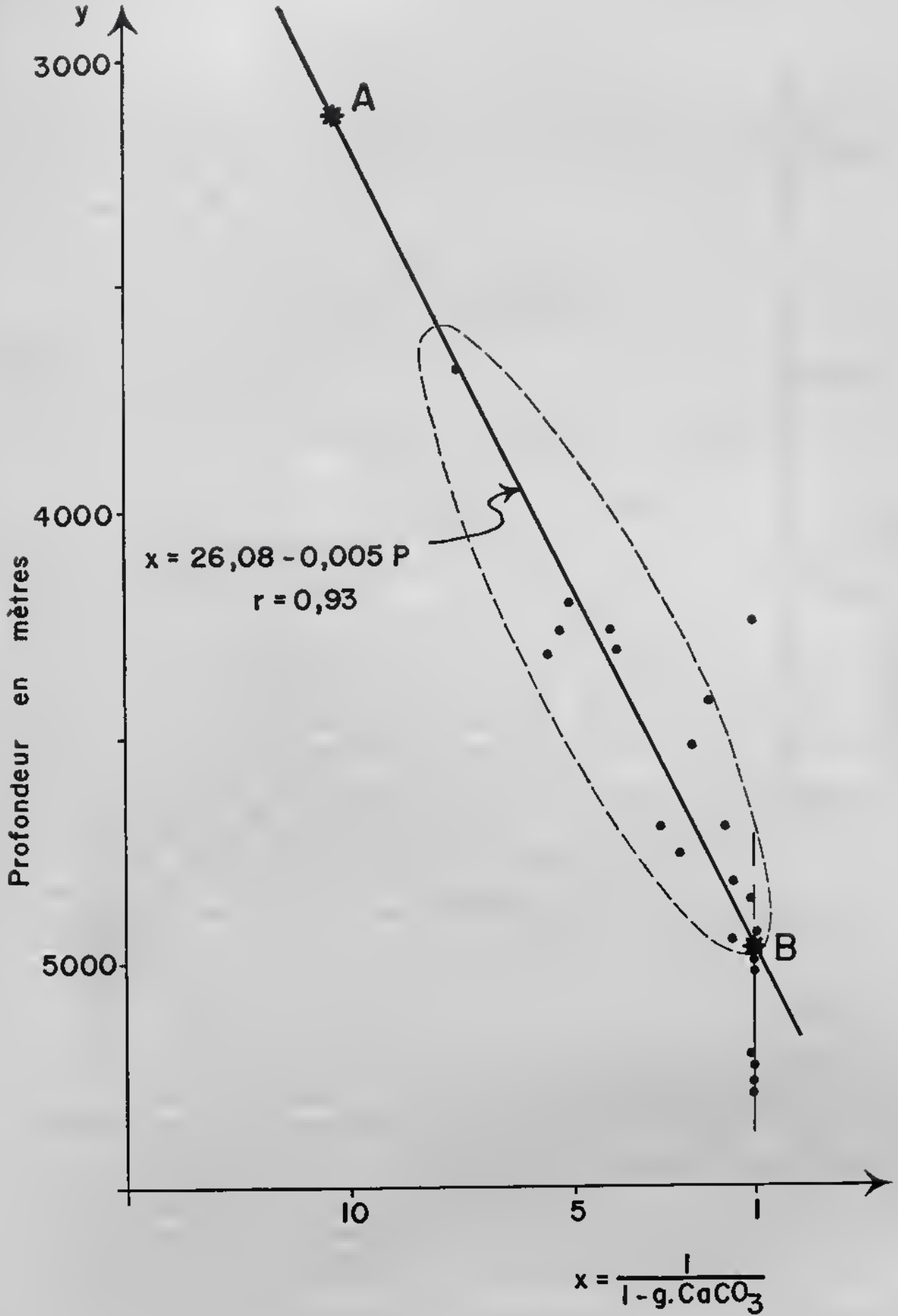


Fig. 8. — Analyse statistique de l'évolution des teneurs en $CaCO_3$ des sédiments du nord du bassin de Crozet (cf. fig. 4) dans un référentiel profondeur — 1/R. A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

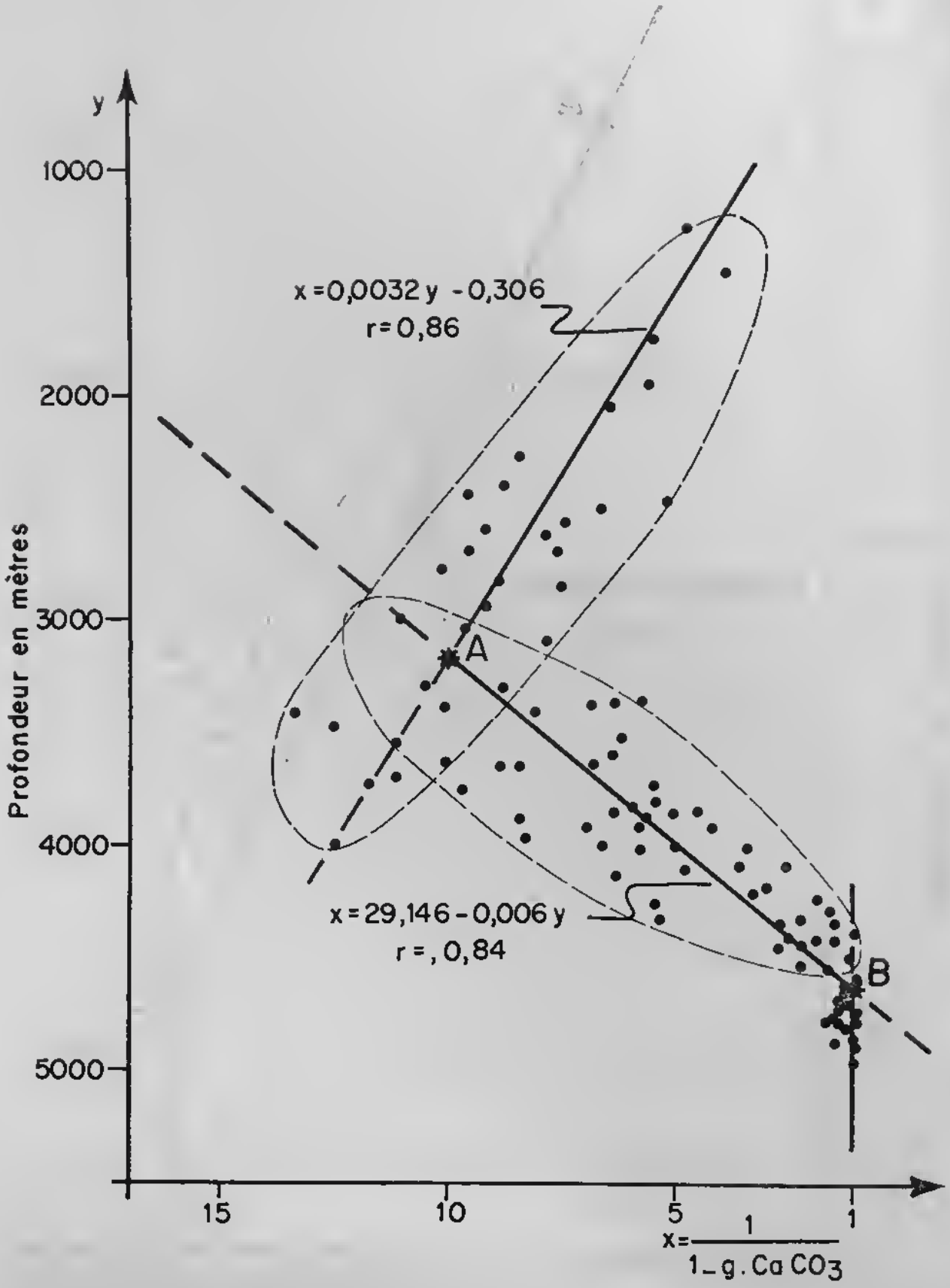


Fig. 9. — Analyse statistique de l'évolution des teneurs en $CaCO_3$ de sédiments de l'océan Indien situés entre 20 et 30° S (cf. fig. 5) dans un référentiel profondeur — 1/R. Les points correspondant aux faibles profondeurs montrent une dépendance nette des teneurs en calcaire vis-à-vis de la profondeur ($r = 0,86$). A et B : voir fig. 2.

Source : MNHN, Paris

dans le référentiel profondeur — teneurs en $CaCO_3$ (fig. 5) ; de même, la droite d'équation $1/R = 29{,}146 - 0{,}006\ P$ est représentative de l'autre hyperbole. Les deux hyperboles s'intersectent au point A dans le nouveau diagramme ; de même, l'intersection entre la deuxième hyperbole et la droite d'indépendance de l'évolution des teneurs en calcaire par grandes profondeurs correspond au point B déjà obtenu précédemment. Il est bien évident que ce point B est la traduction statistique de la profondeur de disparition totale des carbonates, c'est-à-dire la C.C.D.

Ce schéma général de distributions des teneurs en $CaCO_3$ se retrouve dans les trois bassins définissant ainsi de manière statistique la C.C.D. ; le point A n'étant à peu près correctement défini de cette manière que dans le bassin Indien central.

L'intersection des deux hyperboles évoquée ci-dessus rappelle le schéma proposé par Lisitzin en 1971 (fig. 10) et semble bien correspondre effectivement à la limite entre deux domaines : domaine de dilution des carbonates grossièrement dépendant de la profondeur (présence de remaniements, de volcano-détritique, etc...) et domaine de diminution des teneurs en $CaCO_3$ dépendant de la profondeur selon une fonction hyperbolique.

En ce qui concerne cette dernière distribution, on démontre que le taux d'accumulation du sédiment, exprimé par rapport au point de référence (A) déterminé statistiquement, peut s'écrire de la manière suivante :

$$T_{acc} = \frac{1/R}{1/R_A} = R_A/R$$

R_A étant la teneur en insoluble au point A et R la teneur en insoluble en un point quelconque.

La perte en sédiment T_{perte} devient donc :

$$T_{perte} = 1 - T_{acc} = 1 - R_A/R$$

Remarquons que l'on retrouve ici la formule proposée par Berger (1971).

L'importance de la détermination du point A oblige à reconsidérer le cas des bassins de Madagascar et de Crozet pour lesquels une définition statistique de ce point n'est pas possible. La projection du point représentant la plus forte valeur de 1/R sur la droite traduisant la relation linéaire entre 1/R et profondeur dans le cas du bassin de Madagascar (fig. 6) et, dans le cas du bassin de Crozet, la projection de la moyenne des valeurs les plus fortes de 1/R, fournissent une bonne approche de ce point (tableau 1).

Ce point A étant ainsi défini pour chacun des bassins considérés, on obtient l'évolution des taux d'accumulation du sédiment total en gramme/gramme en fonction de la profondeur, à partir des données statistiques présentées précédemment.

En effet $T_{acc} = R_A/R = R_A\ (1/R)$

soit encore : $T_{acc} = R_A \{- K\ (P)\}$

On peut également obtenir l'évolution des taux d'accumulation du calcaire en g/g. L'équation de l'hyperbole :

$$g\ CaCO_3/g\ \text{sédiment} = 1 - R = 1 - 1/ - \{K\ (P)\}$$

peut donc s'écrire aussi :

$$g\ CaCO_3/g\ \text{sédiment} = 1 - R/_A R_A \{- K\ (P)\}$$

Cette expression de l'hyperbole correspond à sa forme canonique ($y = a/c + bc - ad/c\ (cx + d)$) mais peut aussi s'écrire sous le forme du rapport de deux équations linéaires ($y = ax + b\ /\ cx + d$).

En comparant ces formulations de l'hyperbole avec le cas examiné ici, on tire :

$$g\ CaCO_3/g\ séd = T_{acc} - R_A\ /\ T_{acc}$$

Les deux équations ne différant que par la quantité d'insoluble au point A, le numérateur exprime le taux d'accumulation de carbonate en fonction de la profondeur.

Il est évident que la détermination statistique des pertes en sédiment par rapport au sédiment total et de calcaire par rapport au sédiment découle des précédentes équations. Ainsi :

$$T_{p\ sed} = 1 - T_{acc}$$

Source : MNHN, Paris

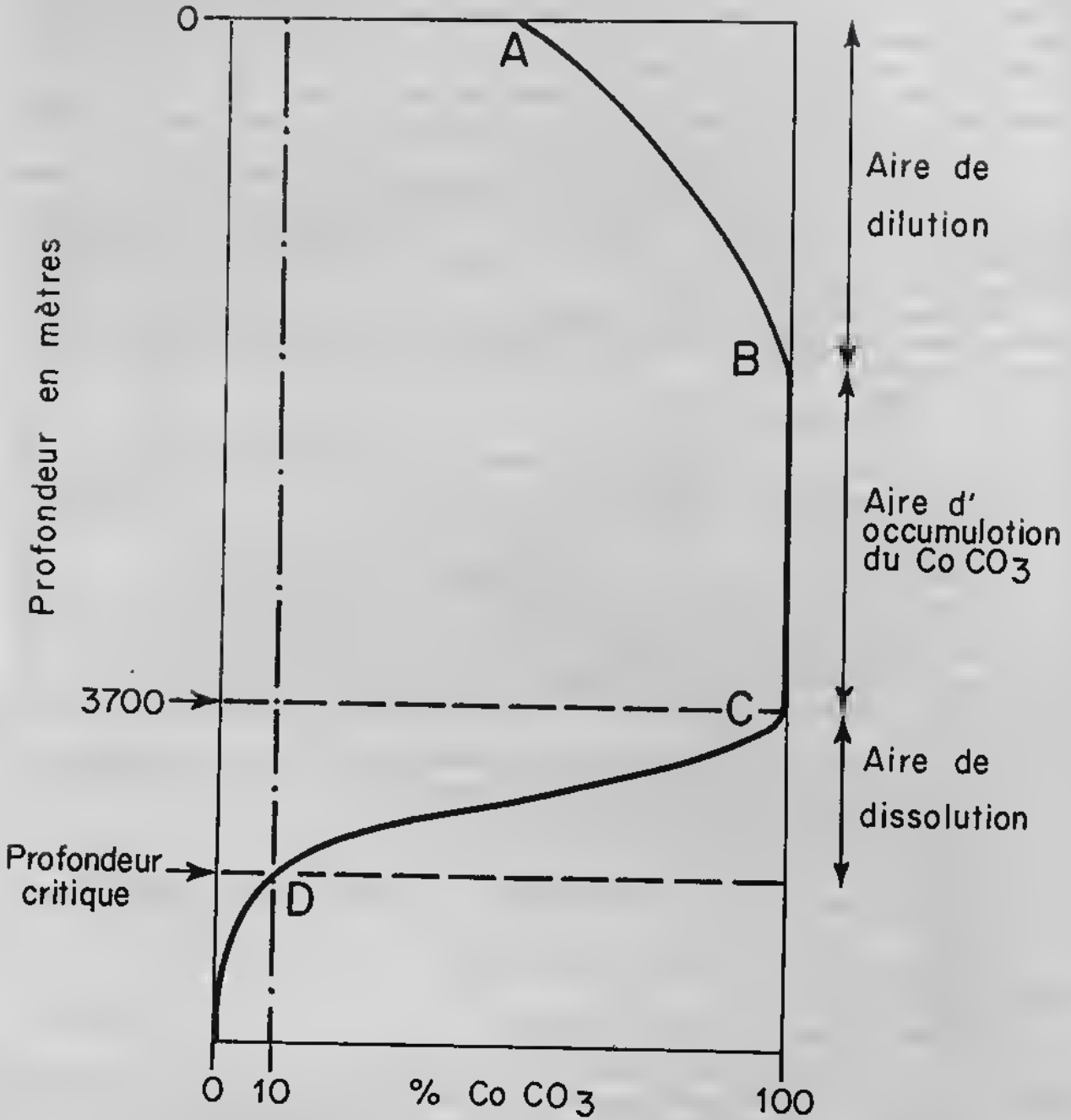


Fig. 10. — Schéma théorique de la répartition verticale du $CaCO_3$ dans les océans (d'après Lisitzin, 1971)
C : début de dissolution ; D : profondeur critique (teneurs en $CaCO_3$ = 10 %).

Source : MNHN, Paris

$$= 1 - R_A \{- K (P)\}$$

représente l'évolution des pertes en sédiment total en fonction de la profondeur et :

$$T_{p\ calc} = 1 - T_{acc} - R_A$$

soit encore $= 1 - R_A \{- K (P)\} R_A$

$= 1 - R_A \{- K (P) - \}$

celles des pertes en calcaire en fonction de la profondeur.

Les équations d'accumulation précédemment obtenues permettent de calculer les flux de sédiment ou de calcaire accumulés en g/cm²/1 000 ans. Il suffit en effet de connaître ce flux au point A pour en déduire par le calcul l'évolution du flux de calcaire accumulé ou redissous en fonction de la profondeur entre le point A et la C.C.D.

A titre d'exemple, une comparaison effectuée dans le bassin de Madagascar entre les flux ainsi calculés à partir de 1,5 g/cm² /1 000 ans de sédiment total révèle un très bon accord avec les flux effectivement mesurés sur la coupe du plateau malgache (fig. 11).

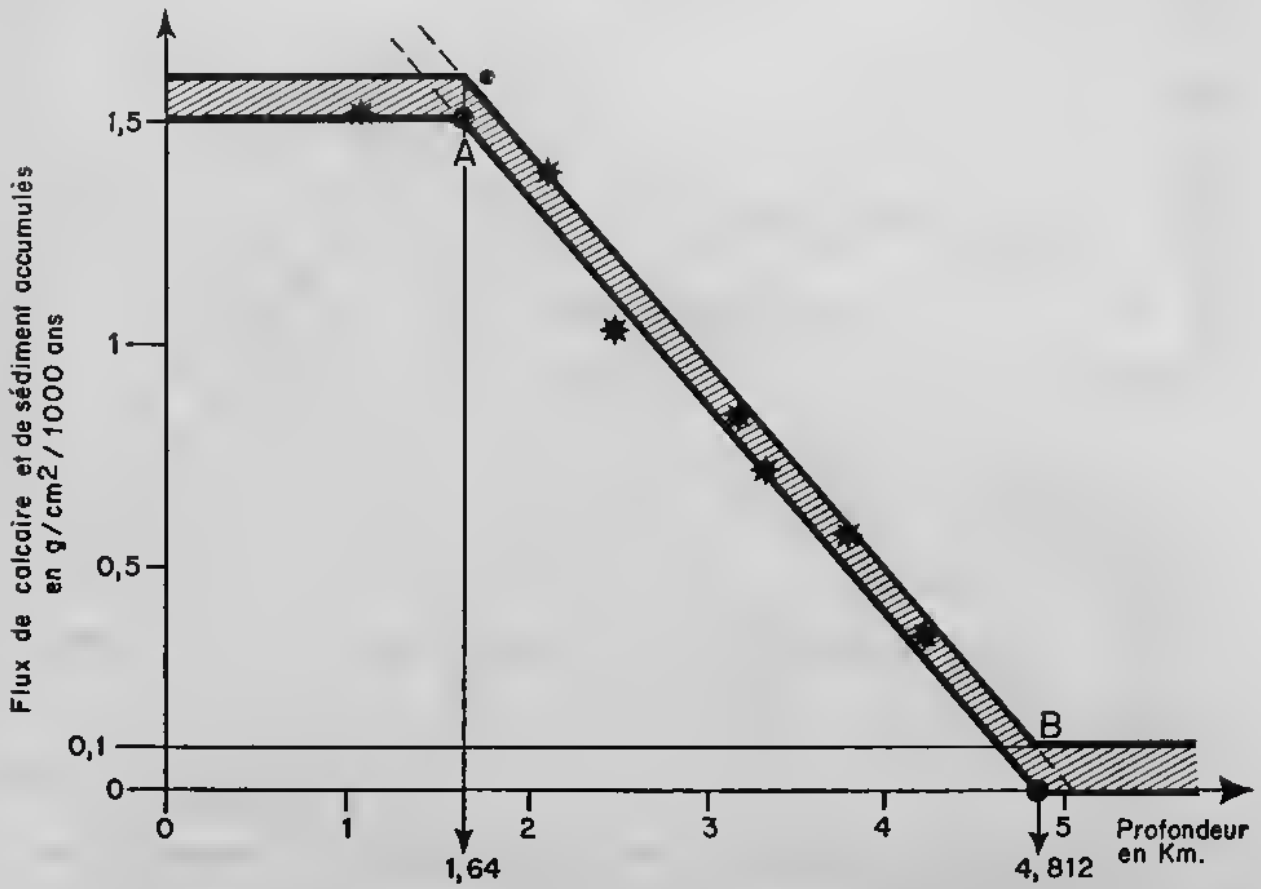


Fig. 11. — Modélisation des flux de calcaire et de sédiment accumulés en fonction de la profondeur dans le bassin de Madagascar ; flux de $CaCO_3$ au point A (début de dissolution) : 1,5 g/cm²/1 000 ans ; flux de matériaux insolubles : 0,1 g/cm²/1 000 ans. Les étoiles représentent les flux de $CaCO_3$ déterminés en nature pour quelques sédiments récents de cette zone. B : C.C.D.

c) *Premières conséquences.*

— La perte en calcaire ne débute qu'à partir d'une certaine profondeur, au point A, que l'on peut aussi appeler point de début de dissolution.

Source : MNHN, Paris

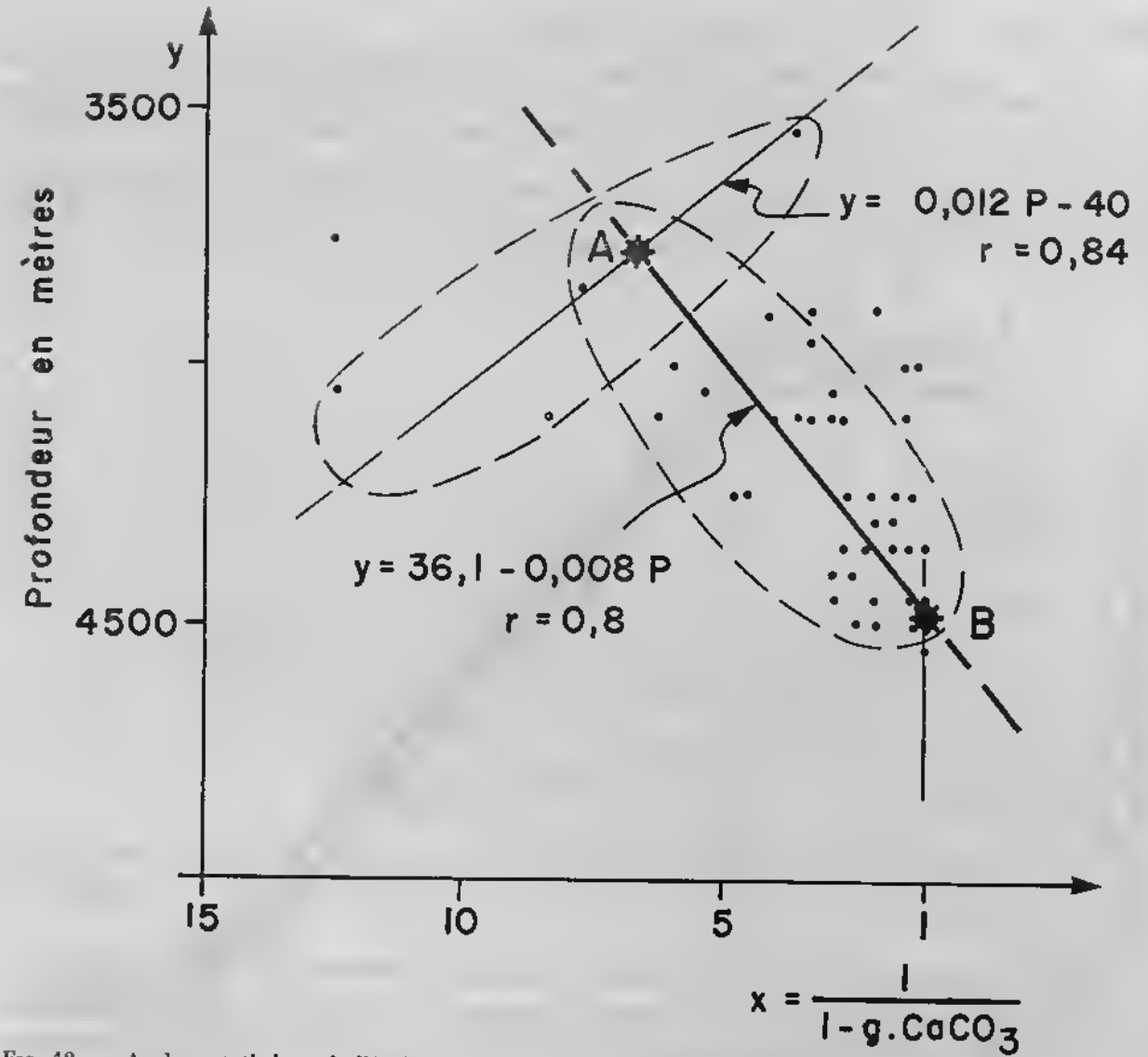


FIG. 12. — Analyse statistique de l'évolution des teneurs en $CaCO_3$ de sédiments de l'Est-équatorial Pacifique (zone 13, de Berger *et al.*, 1976) dans un référentiel profondeur — 1/R. A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

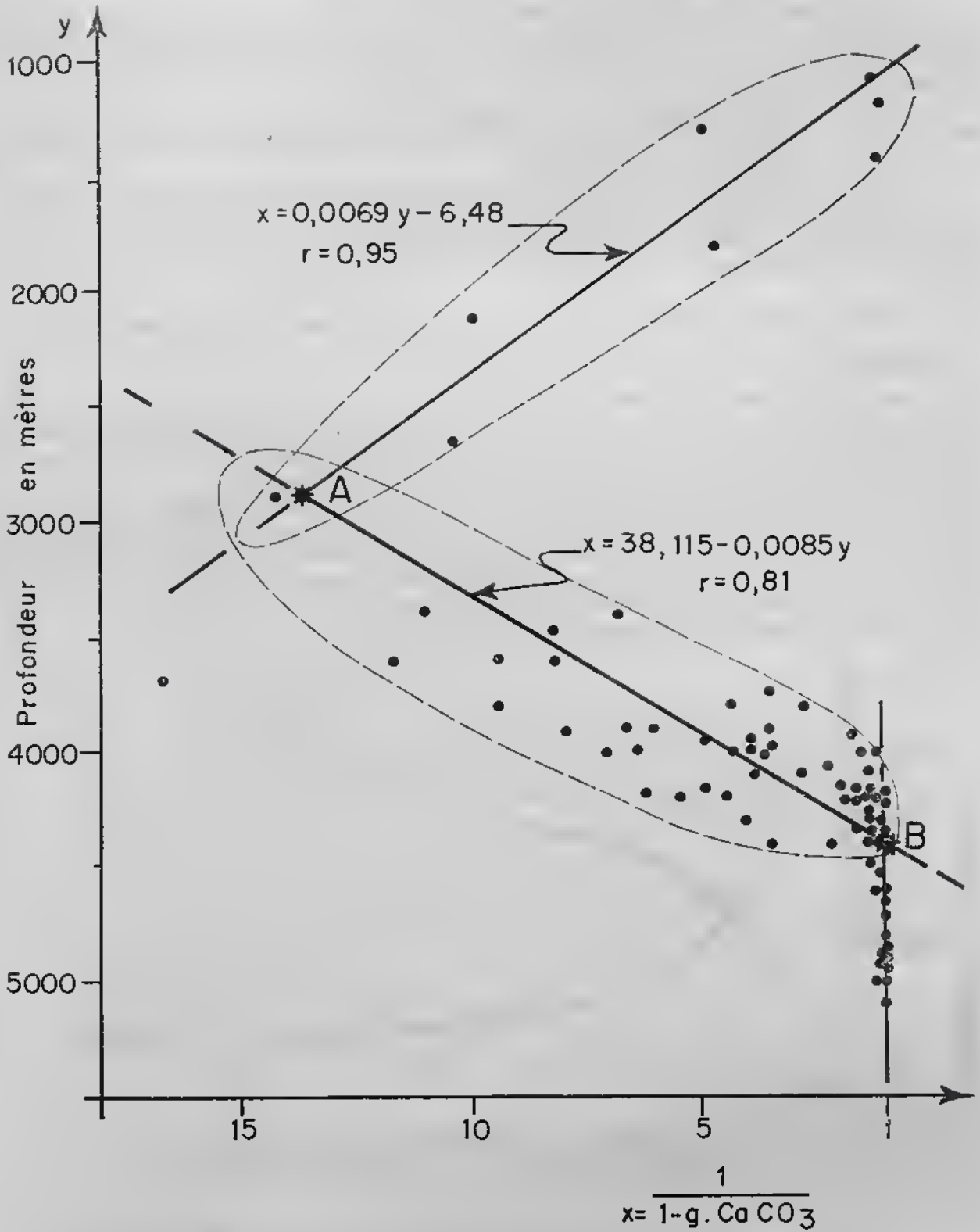


FIG. 13. — Analyse statistique de l'évolution des teneurs en $CaCO_3$ de sédiments du Pacifique sud-est (zone 18 de Berger *et al.*, 1976) dans un référentiel profondeur — 1/R. A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

— Cette perte est totale au point B ou C.C.D.

— Ceci implique que la perte en calcaire, c'est-à-dire la dissolution, se fait selon une loi simple et est linéairement fonction de la profondeur. Cette relation linéaire entre dissolution et profondeur remet en cause la notion de point d'accélération, c'est-à-dire de lysocline sédimentaire ; ce point sera discuté ultérieurement.

— L'accumulation de sédiment et de calcaire linéairement dépendante de la profondeur entre les deux points A et B (début de dissolution et dissolution totale du $CaCO_3$) suppose aussi que la quantité d'insoluble accumulé soit constante.

En ne traitant que l'océan Indien et obtenant des résultats très différents de ceux publiés auparavant par d'autres auteurs, on pourrait penser n'avoir affaire qu'à un cas particulier ; il nous a donc semblé souhaitable d'étudier la répartition du calcaire dans les deux autres grands océans selon la même méthode statistique.

2. — *Analyse statistique de la distribution des teneurs en calcaire dans les autres océans*

a) *Le Pacifique.*

Les données utilisées sont celles publiées par Berger *et al.* (1976). Deux zones ont été sélectionnées et la répartition de leurs teneurs en $CaCO_3$ analysée, ce sont les zones 13 (ouest-équatoriale) et 18 (sud-est équatoriale). Notons au passage que le découpage latitudinal et longitudinal de ces zones fait qu'elles regroupent fréquemment différents domaines morphostructuraux.

Les données issues de ces deux secteurs ont été soumises au même traitement statistique que celles de l'océan Indien ; les résultats obtenus sont reportés sur les figures 12 et 13. L'observation de ces résultats montre qu'ils sont tout à fait comparables à ceux obtenus pour l'océan Indien : définition de trois segments de droite et des deux points A et B. Les équations des droites ainsi calculées permettent de reconstituer les hyperboles modélisant, pour les deux zones prises en considération, la distribution des teneurs en carbonate de calcium (fig. 14 et 15).

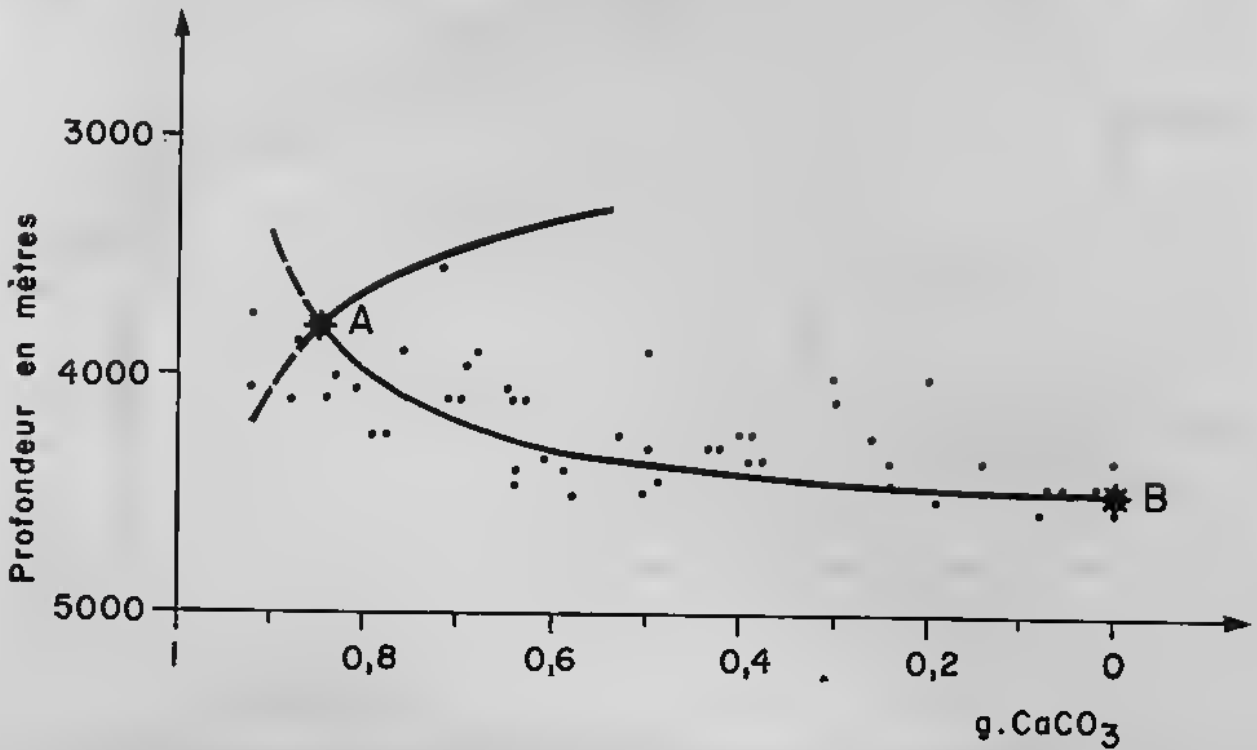


Fig. 14. — Modélisation de la répartition des teneurs en $CaCO_3$ en fonction de la profondeur dans dans l'Est-équatorial Pacifique (zone 13, d'après Berger *et al.*, 1976). A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

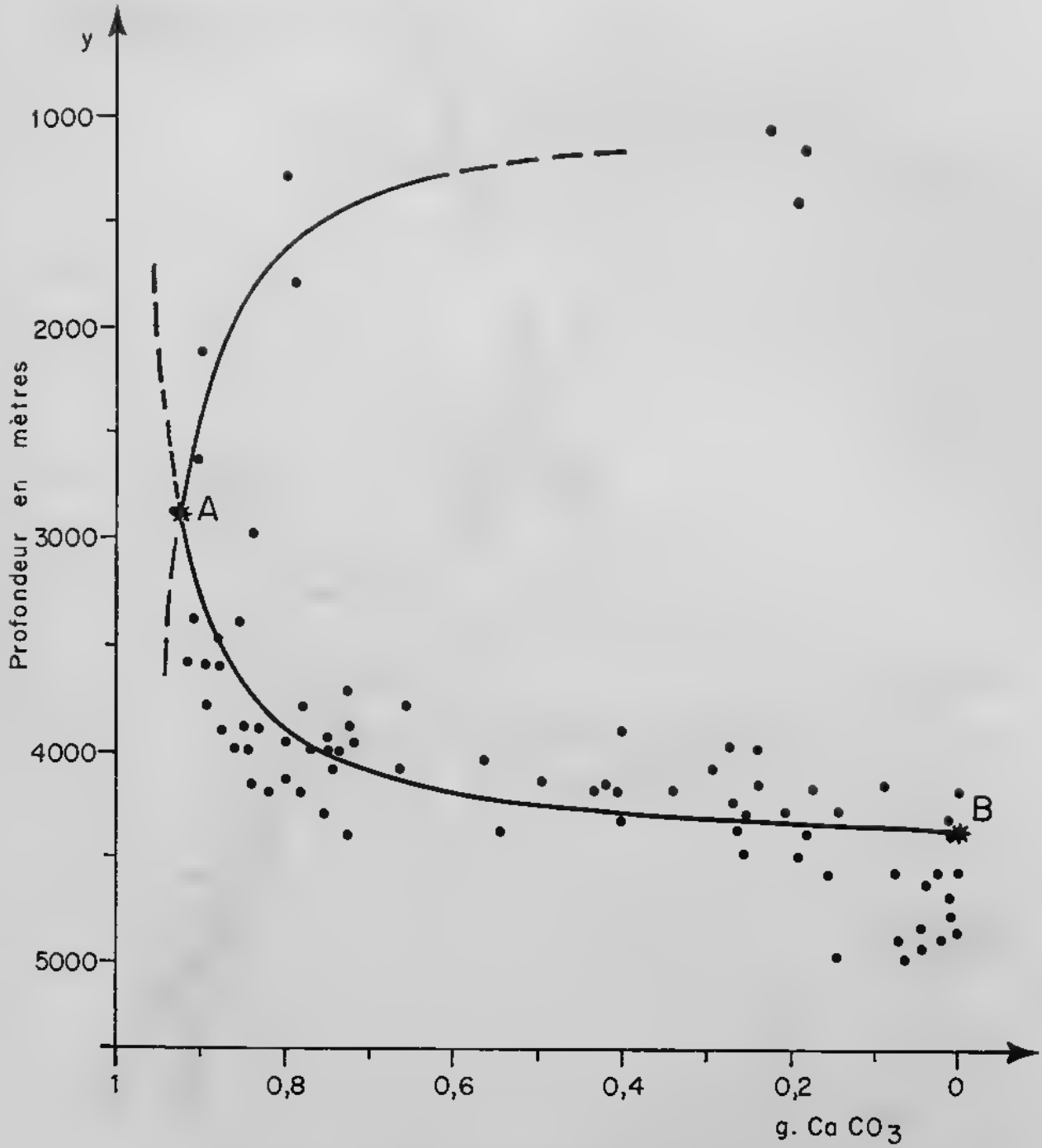


FIG. 15. — Modélisation de la répartition des teneurs en $CaCO_3$ en fonction de la profondeur dans le Sud-est Pacifique (zone 18, d'après Berger *et al.*, 1976). A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

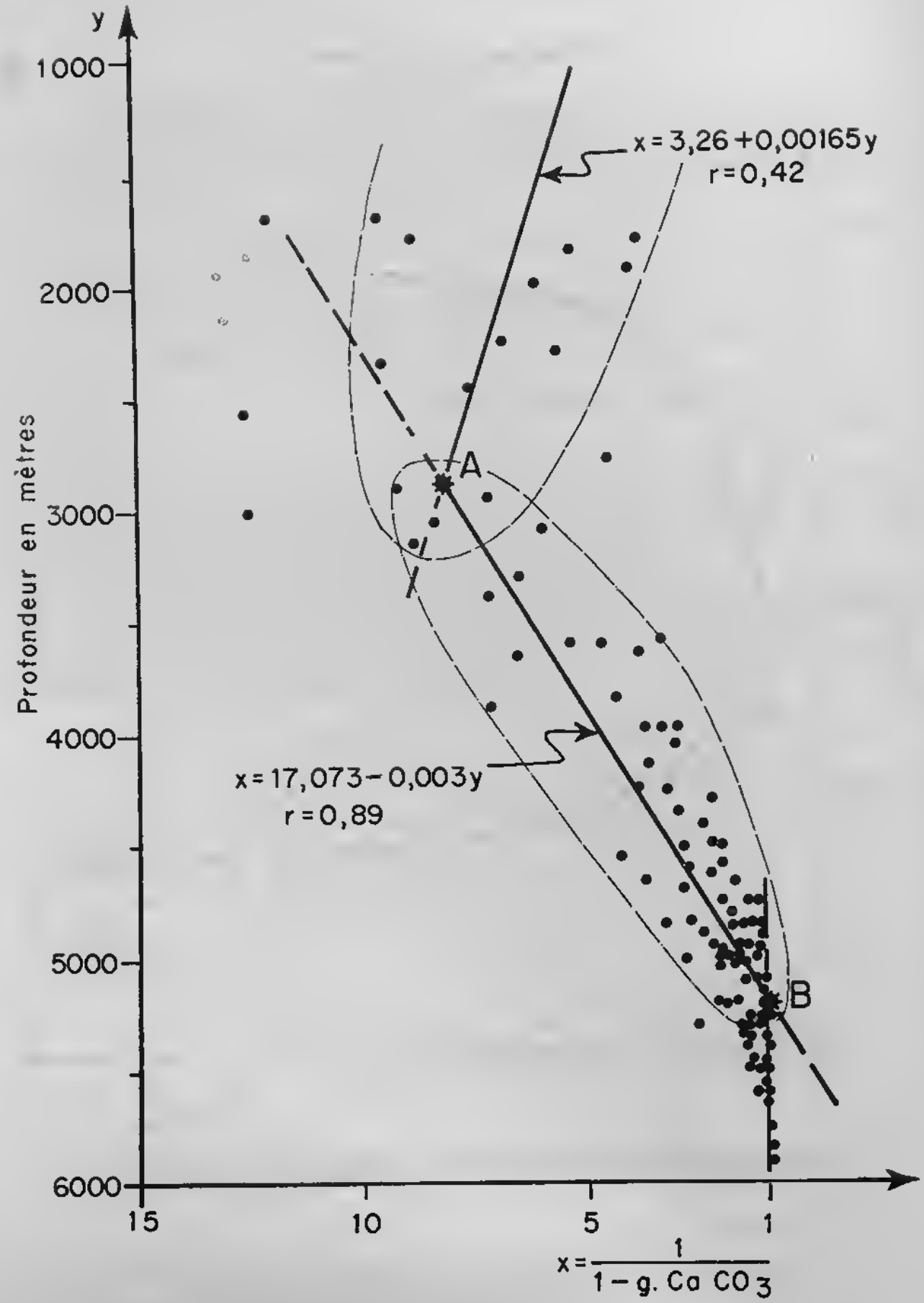


Fig. 16. — Analyse statistique de l'évolution des teneurs en $CaCO_3$ de sédiments de l'Atlantique (bassin nord américain, zone 3 de Biscaye *et al.*, 1976) dans un référentiel profondeur — 1/R. A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

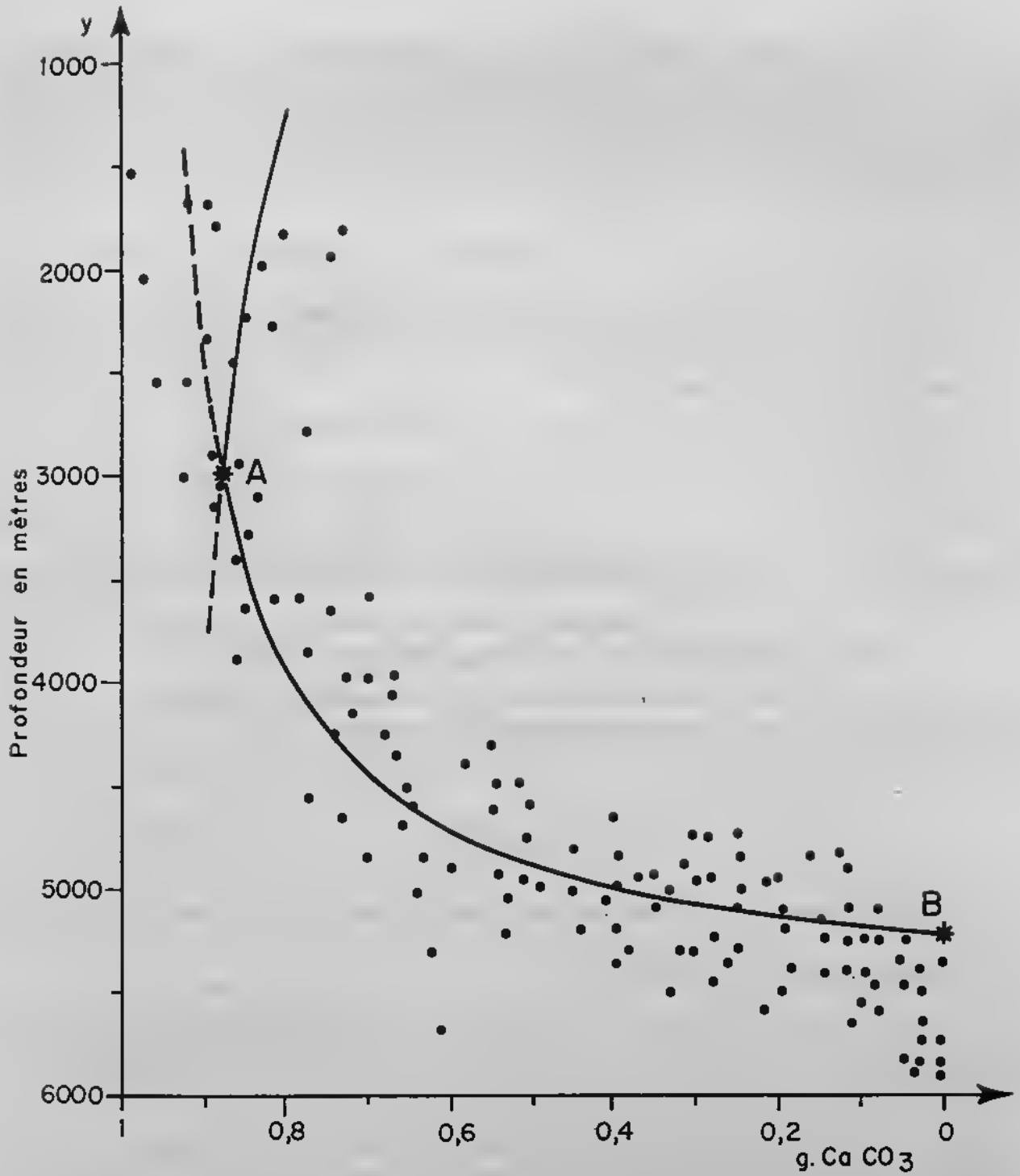


FIG. 17. — Modélisation de la répartition des teneurs en $CaCO_3$ en fonction de la profondeur dans le bassin nord-américain de l'Atlantique (d'après Biscaye *et al.*, 1976). A et B : voir figure 2.

Source : MNHN, Paris

b) *L'Atlantique.*

Les teneurs en $CaCO_3$ et les profondeurs traitées, à titre d'exemples, par la méthode statistique (fig. 16) proviennent du bassin nord-ouest américain (Biscaye *et al.*, 1976 ; zone 3) ; les résultats obtenus sont reportés sur la figure 16 et présentent les mêmes caractéristiques que les cas précédemment traités. L'hyperbole représentant l'évolution linéaire des teneurs en $CaCO_3$ dans ce bassin est portée sur la figure 17 ; on peut aussi tracer, malgré une forte dispersion des teneurs, une hyperbole figurant la dilution du calcaire par faible profondeur.

3. — *Conclusion.*

Après avoir étudié l'évolution des teneurs en calcaire dans différents bassins de l'océan Indien, du Pacifique et de l'Atlantique, il s'avère que, *dans tous les cas*, on peut :

a) déterminer deux points remarquables :

A, profondeur de début de dissolution ;
B, profondeur de disparition du calcaire ;
(voir tableau 1) ;

b) distinguer trois domaines :

— au dessus de A, domaine de dilution du calcaire avec teneurs en $CaCO_3$ augmentant à peu près linéairement avec la profondeur,

— entre A et B, domaine d'accumulation linéaire du calcaire en fonction de la profondeur,

— en dessous de B, domaine où il n'y a plus accumulation de calcaire.

Les conséquences de ce modèle d'accumulation du calcaire étant importantes et nombreuses, on va maintenant essayer de voir ce que suppose sa généralisation.

III. — Le modèle d' « accumulation linéaire » du calcaire dans les océans : ses implications.

1. — *Ce que suppose la perte ou l'accumulation de calcaire linéairement dépendante de la profondeur.*

a) *Les points et domaines caractéristiques.*

Le point A, point de début de dissolution, peut être soit déterminé statistiquement quand les prélèvements par faible profondeur sont assez nombreux, soit approché par projection des valeurs des points les plus hauts sur la droite liant inverse de l'insoluble et profondeur. La détermination de ce point est, comme on l'a vu précédemment, fondamentale pour le calcul du flux de sédiment ou de calcaire effectivement accumulé en fonction de la profondeur.

Le deuxième point remarquable qui sert d'ailleurs avec le point A à déterminer le domaine de définition de l'hyperbole modélisant la distribution des teneurs en calcaire en fonction de la profondeur est le point B ou profondeur de disparition des carbonates. Ce point est déterminé statistiquement dans tous les cas et c'est d'ailleurs la seule manière de le définir précisément car, pour le faire en nature, il faudrait un très grand nombre de prélèvements dans un très faible intervalle de profondeur pour chaque région étudiée, ce qui est pratiquement impossible.

Source : MNHN, Paris

b) *Le flux de matériel insoluble fossilisé est constant quelle que soit la profondeur de dépôt pour une zone donnée.*

Ce flux est égal à la quantité d'insoluble présent au point origine pris comme référence. En effet, au dessus du point A, l'insoluble est présent à peu près toujours selon la même quantité, entre A et la C.C.D., les droites traduisant l'aeeumulation de sédiment et de calcaire sont parallèles (fig. 11) et ne diffèrent que par le flux d'insoluble présent au-dessus de A. Dans ces deux domaines, le ealcaire joue un rôle de diluant vis-à-vis de la fraction insoluble. Au-dessous de la C.C.D., seul l'insoluble est fossilisé et ee en quantités remarquablement eonstantes pour un bassin donné (exemple : 0,1 g/em²/ 1 000 ans dans le bassin de Madagascar ; ef. fig. 11).

c) *Non dissolution importante dans la tranche d'eau pendant la sédimentation des squelettes calcaires.*

Les résultats obtenus : aceumulation du calcaire linéairement dépendante de la profondeur, répartition hyperbolique des teneurs en $CaCO_3$, montrent à l'évidence que la dissolution des squelettes calcaires ne se fait pas ou est négligeable pendant la descente de ces organismes. Si tel était le eas en effet, les résultats se traduiraient par un tout autre type de modèle mathématique : exponentiel ou logarithmique par exemple.

On est donc tout naturellement amené à penser que la dissolution du ealcaire se fait pour l'essentiel à l'interfaee eau-sédiment.

Notons au passage que la distribution hyperbolique obtenue pour les teneurs en $CaCO_3$ est sans doute liée au mode d'expression (% ou g/g, ce qui suppose déjà un rapport) des données. Mais le phénomène de dissolution se fait bien selon le mode linéaire.

On peut done supposer, sachant que la totalité du ealcaire réagit de manière linéaire en fonction de la profondeur, que les Foraminifères en font autant ; e'est ce que nous allons examiner dans le paragraphe suivant.

2. — *Le comportement des foraminifères planctoniques face au modèle linéaire.*

Une première tentative tendant à tester le comportement des Foraminifères planctoniques faee aux résultats exposés ei-dessus avait déjà été faite antérieurement : elle avait laissé entrevoir l'éventualité d'une disparition des Foraminifères planctoniques linéairement dépendante de la profondeur (Leelaire et Clocchiatti, 1976). Des données nouvelles provenant du bassin de Madagascar (coupe du plateau malgaehe) et du bassin Indien eentral (coupe de l'Osborn Knoll) ont permis de reprendre et compléter cette étude.

La distribution en fonction de la profondeur de la fraction granulométrique du sédiment supérieure à 175 μ peut être correetement modélisée par le test des moindres carrés selon l'hypothèse d'une dépendance linéaire ; cependant l'ajustement est meilleur et rend mieux compte de la totalité des données selon le test logarithmique (fig. 18 ; $r = 0{,}94$ pour le plateau malgache et $r = 0{,}97$ pour l'Osborn Knoll). Cette approche assez grossière de la dissolution des Foraminifères par le biais des refus de tamis a été préeisée grâce au dénombrement systématique des populations extraites. Les résultats obtenus, qu'ils soient exprimés en nombre d'individus par gramme de sédiment ou en nombre d'individus par em² et par 1 000 ans, s'ordonnent selon une relation en logarithme de la profondeur (nb I/g Séd. $= 92986 - 11018\ LN \times P$; $r = 1$; fig. 19) pour le bassin de Madagasear ; il en va de même pour le bassin Indien central. Il s'ensuit une profondeur théorique de disparition totale des Foraminifères planetoniques sur le tamis à maille 175 μ de l'ordre de 4 650 mètres. Cette profondeur de disparition apparente est liée au mode de récupération des Foraminifères (les fragments passant toujours en dessous du tamis à maille la plus petite utilisé), elle n'a donc aucune signification physique. La eomparaison entre le nombre d'individus par gramme de sédiment calculé et la valeur réelle a été testée par les moindres earrés ; le eoffieient de corrélation est de 0,99 et la pente de la droite de régression par rapport aux valeurs dénombrées est de 0,99.

Le test de dépendance logarithmique en fonetion de la profondeur a ensuite été appliqué à plusieurs espèces ou groupes d'espèces pris séparément (tableau II).

Source : MNHN, Paris

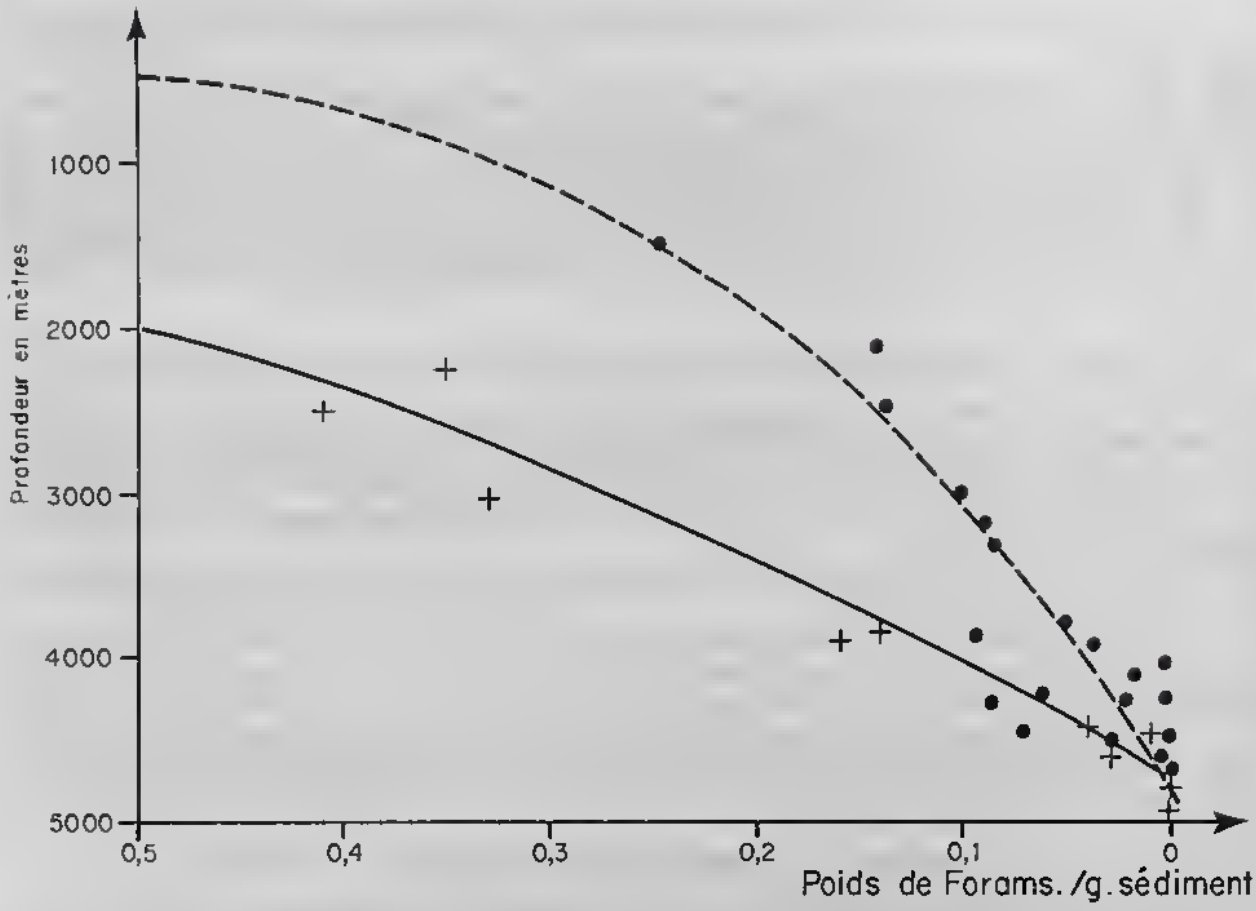


FIG. 18. — Relation entre le poids de Foraminifères (de taille supérieure à 175 μ) par gramme de sédiment et la profondeur. Ronds noirs et courbe en tiretés : bassin de Madagascar (poids de Foraminifères = 4,85 — 0,57 LN × prof.) ; croix et courbe en trait plein : coupe de l'Osborn Knoll (poids des Foraminifères = 1,84 — 0,22 LN × prof.).

Précisons que l'ensemble de ces huit espèces représentent plus de 95 % de la population totale pour la zone considérée (plateau malgache). En dépit du faible nombre d'échantillons retenus (17 couples de valeurs), deux phénomènes semblent apparaître : 1) l'espèce la plus abondamment produite (*G. inflata*) disparaît par beaucoup plus grande profondeur que les autres ; 2) une espèce faiblement produite comme *G. truncatulinoides* peut ne disparaître que par grande profondeur. Par contre, *G. ruber*, espèce assez abondante, disparaît par des profondeurs relativement faibles. On interprète ces observations en faisant appel au jeu du rapport productivité — vitesse de dissolution, jeu qui peut être biaisé par l'organisation architecturale du test ou par la taille moyenne des individus d'une même espèce ; ainsi, *G. truncatulinoides* (forme très robuste) semble plus résistante que *G. ruber* à architecture très aérienne.

Discussion.

Le fait que l'ajustement logarithmique soit celui qui rende le mieux compte de la distribution des Foraminifères planctoniques en fonction de la profondeur pour les régions étudiées est nouveau et pose une interrogation quant à sa signification physique, s'il y en a une. En matière d'ajustement logarithmique, on se souviendra que bon nombre d'anamorphoses mathématiques utilisées dans la représentation des données granulométriques sont obtenues par les logarithmes. Or, l'extraction des Foraminifères planctoniques se fait par tamisage. Cette opération sépare, pour l'essentiel, les formes entières ou les gros fragments encore identifiables de fragments plus petits qui passent au travers

Source : MNHN, Paris

du tamis à maille de 175 μ. En somme, ce qui est effectivement mesuré et ce dont l'évolution en fonction de la profondeur est étudiée se trouve donc être le degré de fragmentation et non la dissolution en elle-même, sous-entendu disparition totale du carbonate de calcium des Foraminifères en dessous de 175 μ. C'est vraisemblablement la raison pour laquelle la distribution des Foraminifères planctoniques en fonction de la profondeur est de type logarithmique (courbe cependant assez proche d'une droite au niveau des fortes valeurs), alors que l'accumulation totale de $CaCO_3$, c'est-à-dire le résultat de l'interaction productivité — dissolution est un phénomène linéairement dépendant de la profondeur, comme on l'a vu précédemment. Cependant étant donné la bonne concordance entre les deux courbes obtenues (selon le mode linéaire et selon le mode logarithmique), tout laisse à penser que si l'on pouvait extraire tout le calcaire (individus entiers et fragments de toutes tailles) provenant des Foraminifères on obtiendrait une parfaite relation linéaire entre profondeur et poids ou nombre d'individus par gramme de sédiment.

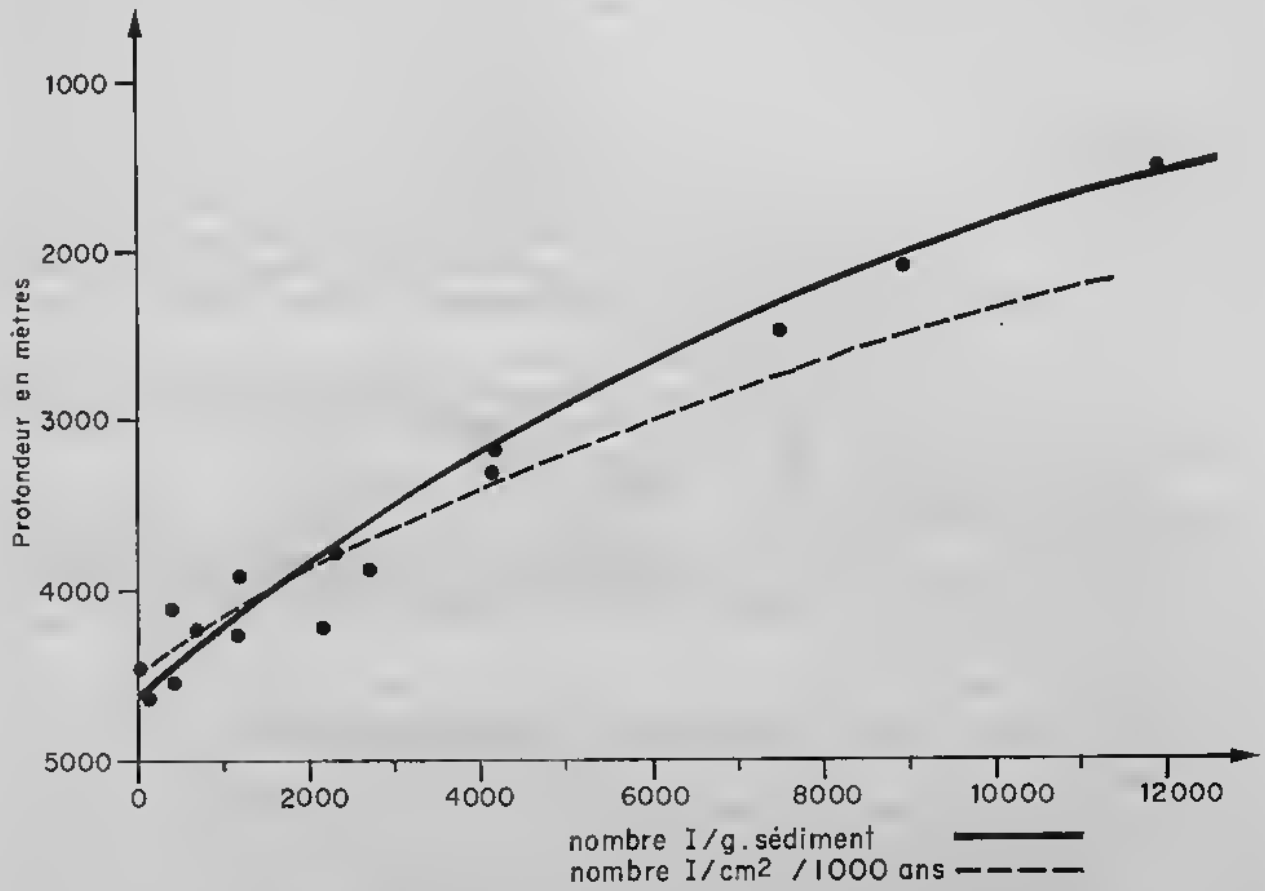


Fig. 19. — Relation entre nombre de Foraminifères (de taille supérieure à 175 μ) par gramme de sédiment, flux de Foraminifères/cm²/1 000 ans et profondeur dans le bassin de Madagascar.

Il convient donc maintenant de ne plus parler de dissolution des Foraminifères planctoniques en fonction de la profondeur, mais bien de fragmentation, voire même de fragilisation (effet de la dissolution perçu à l'aide de tamisages).

Les données nouvelles discutées ci-dessus diffèrent notablement de celles publiées par ailleurs. Rappelons par exemple que Berger (1968, 1970), Parker et Berger (1971) ont défini un indice de mesure de la dissolution spécifique (et sélective) des Foraminifères planctoniques. En fait, la réalité apparaît beaucoup plus complexe car, d'une part la quantité d'individus produits pour chaque espèce semble

Source : MNHN, Paris

bien intervenir dans le rendu du phénomène, ce qui implique des différences en fonction de la composition des biocénoses de Foraminifères planctoniques et, d'autre part, il est apparu que la fragmentation sélective — voire plutôt la fragilisation sélective — dépendait finalement beaucoup plus de la taille des individus que de l'architecture de leur test (à l'exception des formes particulièrement robustes, comme par exemple *Pulleniatina obliquiloculata* qui, de toutes façons, sont des formes de grande taille). Ceci revient à dire que la distribution des individus d'une même espèce en fonction de la profondeur peut être très différente suivant la taille de ces derniers (Hecbt *et al.*, 1975). L'utilisation des indices de Parker et Berger (1971) apparaît donc non seulement comme délicate mais aussi dangereuse, indépendamment du fait que ces indices ne traduisent pas réellement la dissolution des carbonates, mais seulement un certain état de leur fragmentation. Constatons en outre que le fait de l'ajustement logarithmique présenté ici s'oppose par définition à toute notion de profondeur d'accroissement (accélération) significatif (changement maximum dans les thanatocénoses de Foraminifères ; Berger, 1975) dans la dissolution des Foraminifères ,c'est-à-dire à la lysocline des Foraminifères planctoniques de Berger (1968) ; ce type d'ajustement permet seulement de déterminer une profondeur de disparition totale des tests entiers de Foraminifères. On ne peut que s'interroger sur les causes de ces divergences : les sites choisis (flanc est du plateau malgache dans le bassin de Madagascar et coupe de l'Osborn Knoll dans le bassin Indien central) sont-ils du point de vue des conditions de sédimentation si différents de ceux étudiés par Berger ? Peut-être ces deux bassins, relativement fermés, présentent-ils une hydrologie nettement différente de celle de zones de passage comme l'Horizon-Passage dans le Pacifique (Peterson, 1966 ; Berger, 1967) ou encore le seuil du Rio Grande (Melguen et Thiede, 1975 ; Johnson *et al.*, 1977) dans l'Atlantique ? C'est possible, mais il convient d'ajouter que Warren (1978) vient de montrer que les eaux antarctiques de fond — susceptibles d'être à l'origine de cette lysocline par ailleurs — pénètrent facilement dans le bassin de Madagascar via le bassin de Crozet, au travers de la dorsale ouest-indienne intensément fracturée.

On serait donc tenté de conclure que dans les secteurs de l'océan Indien étudiés ici il n'existe pas de lysocline (prise au sens d'accélération dans la dissolution) des Foraminifères. Le problème reste posé pour d'autres régions, Pacifique ou Atlantique par exemple, pour lesquelles nous ne disposons pas de données autres que celles publiées dans la littérature.

Il en résulte que les Foraminifères planctoniques peuvent difficilement être considérés comme d'excellents traceurs de l'état de dissolution d'un sédiment, sauf si on considère que l'étude de leur fragilisation peut être un moyen de mettre en évidence des fluctuations ténues dans la dissolution du sédiment au niveau des zones hautes, c'est-à-dire là où la dissolution est faible, voire très faible, ou en d'autres termes là où les fluctuations des teneurs en $CaCO_3$ ne sont pas suffisamment significatives pour traduire la dissolution.

3. — *Influence de la perte en calcaire sur les propriétés physiques des sédiments.*

Comme on a vu précédemment que la quantité d'insoluble est constante, quelle que soit la profondeur pour un bassin donné, on peut penser que la teneur en $CaCO_3$ d'un sédiment contrôle d'une manière ou de l'autre ses propriétés physiques.

a) Une première approche du calcul de la densité d'un sédiment a été faite par Luz et Shackleton (1975) ; en effet, pour calculer les taux d'accumulation des différents constituants d'un sédiment, il faut connaître sa densité, or celle-ci n'est pas toujours disponible. C'est pour répondre à ce besoin que Shackleton a montré qu'il existait une relation de type hyperbolique entre la densité sèche (poids de particules sèches/cm_3) et la teneur en $CaCO_3$ des sédiments du Pacifique (fig. 20), ce qui sous-entend un flux d'insoluble constant de 0,3 g/cm^3.

b) Les nombreux prélèvements volumétriques effectués en routine au Laboratoire dans les sédiments des différents bassins de l'océan Indien (Madagascar, Crozet et Indien central) ont rapidement permis de constater qu'effectivement la relation n'était pas quelconque entre : 1) la teneur en calcaire et la densité sèche ou flux total (poids de particules sèches par unité de volume) du sédiment total ; 2) la teneur en calcaire et la densité sèche du calcaire (poids de particules carbonatées sèches par unité de volume) ; 3) la teneur en calcaire du sédiment et sa teneur en eau.

Source : MNHN, Paris

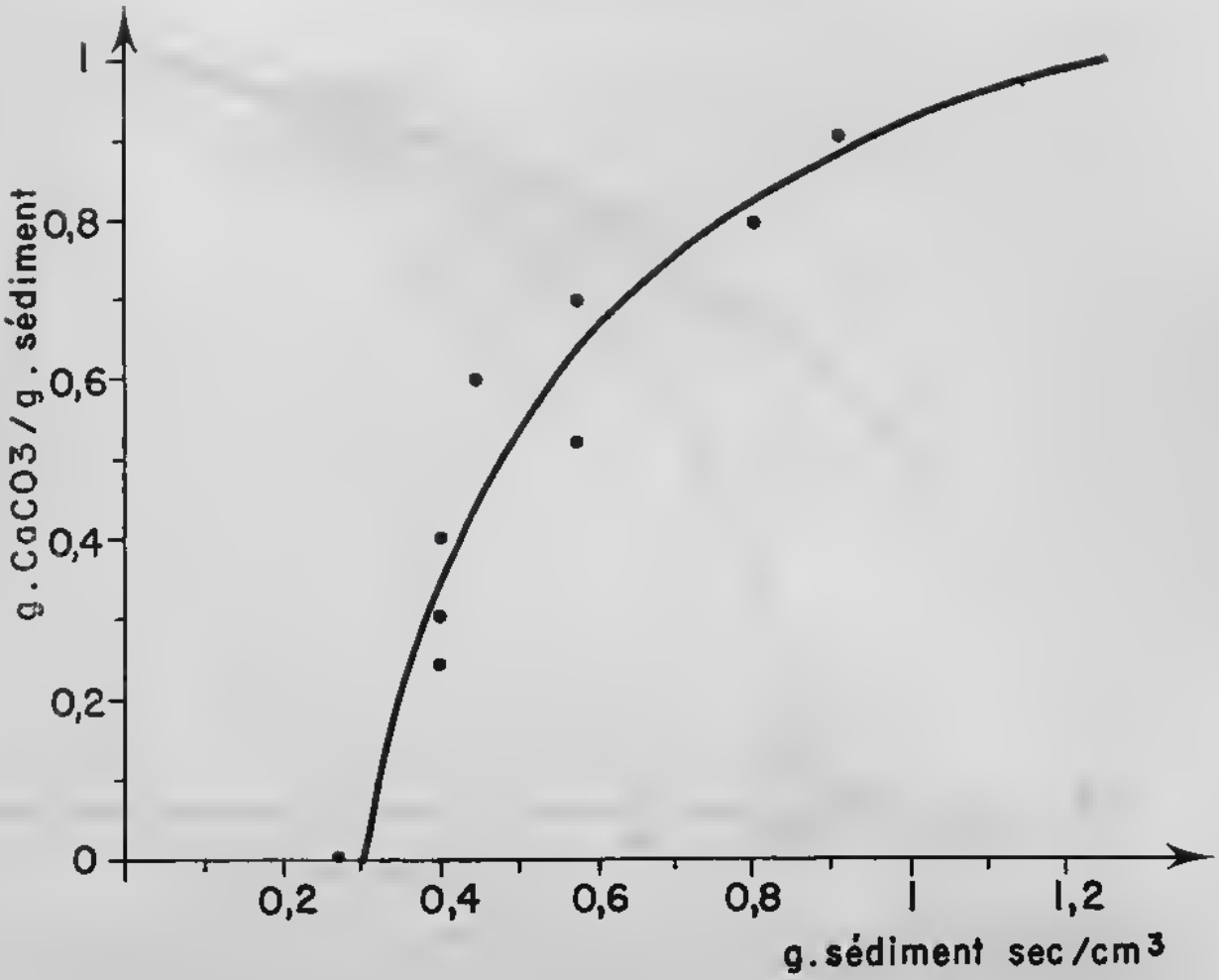


Fig. 20. — Relation entre teneur en $CaCO_3$ et densité de sédiment (poids de particules sèches par cm^3) établie par Luz et Shackleton (1975) pour le Pacifique. Densité = 1/3,379 — 2,6 × teneur en $CaCO_3$.

C'est ainsi que pour le bassin de Madagascar une cinquantaine de couples de valeurs issus des prélèvements volumétriques de sédiments d'âge compris entre 0 et 180 000 ans (biozone NN 21), des mesures de teneurs en eau (après sèchage à 105°C pendant 48 heures) et des calcimétries effectuées sur ces échantillons, ont été retenus.

La répartition des points représentant l'évolution de la densité sèche du sédiment total en fonction de la teneur en $CaCO_3$ étant, comme pour Luz et Shackleton, d'allure hyperholique (fig. 21), on a essayé de tester cette possibilité en recherchant l'équation traduisant la relation entre ces deux paramètres. Il s'est avéré que l'inverse de la densité sèche était une fonction linéairement dépendante de la teneur en $CaCO_3$. L'équation de l'hyperbole traduisant la répartition des points de la figure 21 est donc de la forme :

$$D_{séd.\ tot.} = 1 / a \times \text{teneur en } CaCO_3 + b.$$

La fraction insoluble, constante pour cette zone de l'océan Indien et pour la période comprise entre 0 et 180 000 ans, est donc :

$$1/b, \text{ soit } 0{,}351 \text{ g/cm}^3.$$

La droite de régression effectuée avec d'une part, les densités sèches totales mesurées et, d'autre

Source : MNHN, Paris

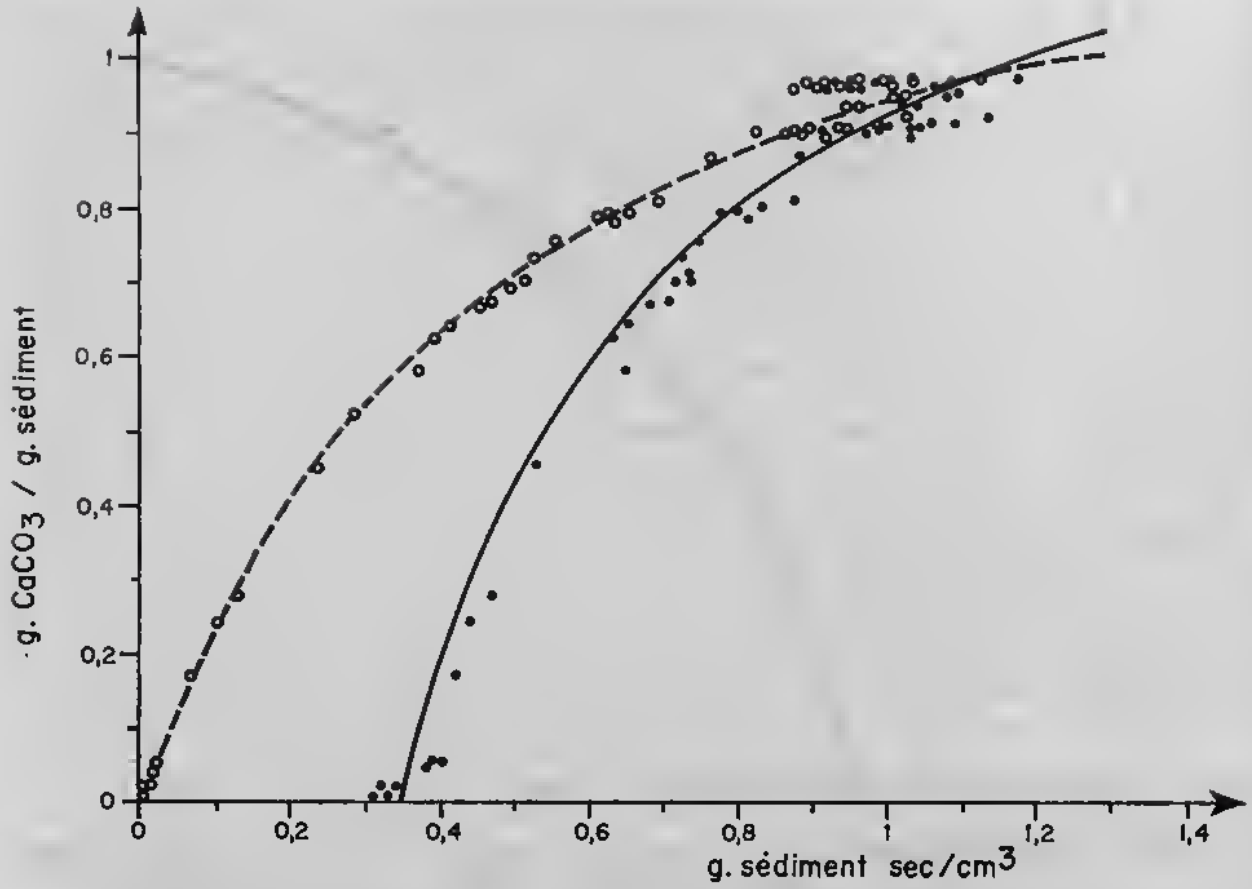


FIG. 21. — Relations entre teneur en $CaCO_3$ et densité du sédiment, teneur en $CaCO_3$ et densité du calcaire (poids de particules carbonatées par cm^3) établies pour le bassin de Madagascar. Ronds noirs et courbe en trait plein : densité du sédiment ($D_{sed} = 1/2{,}85 - 2{,}04 \times$ teneur en $CaCO_3$) ; cercles et courbe en tiretés : densité du calcaire

$$(D_{calc} = \frac{1}{2{,}85 \times 1/\text{teneur en } CaCO_3 - 2{,}04})$$

part, celles calculées à partir de l'équation de l'hyperbole, montre un coefficient de corrélation de 0,97 et une pente de 1.

La relation entre teneur en $CaCO_3$ et densité sèche de calcaire est elle aussi d'allure hyperbolique (fig. 21) et son équation est :

$$D_{calc} = D_{séd.\ tot.} \times \text{teneur en } CaCO_3,$$

soit, en reprenant la formule donnant la densité sèche de sédiment total :

$$D_{calc} = \frac{1}{a + b \,/\, \text{teneur en } CaCO_3}.$$

Dans ce cas encore, la comparaison entre valeurs mesurées et calculées par l'intermédiaire d'une régression linéaire fournit une pente de 1.

La relation existant entre teneur en $CaCO_3$ et teneur en eau des sédiments n'est, elle non plus, pas quelconque (fig. 22) et est traduite par une équation de la forme : teneur en eau $= a \times$ teneur en $CaCO_3 + b$, exprimant le fait que ces deux paramètres sont linéairement dépendants l'un de l'autre ; plus le sédiment est décarbonaté, plus sa teneur en eau est élevée. Ce fait met nettement en évidence le lien existant entre les constituants insolubles du sédiment et la quantité d'eau qu'il contient.

Source : MNHN, Paris

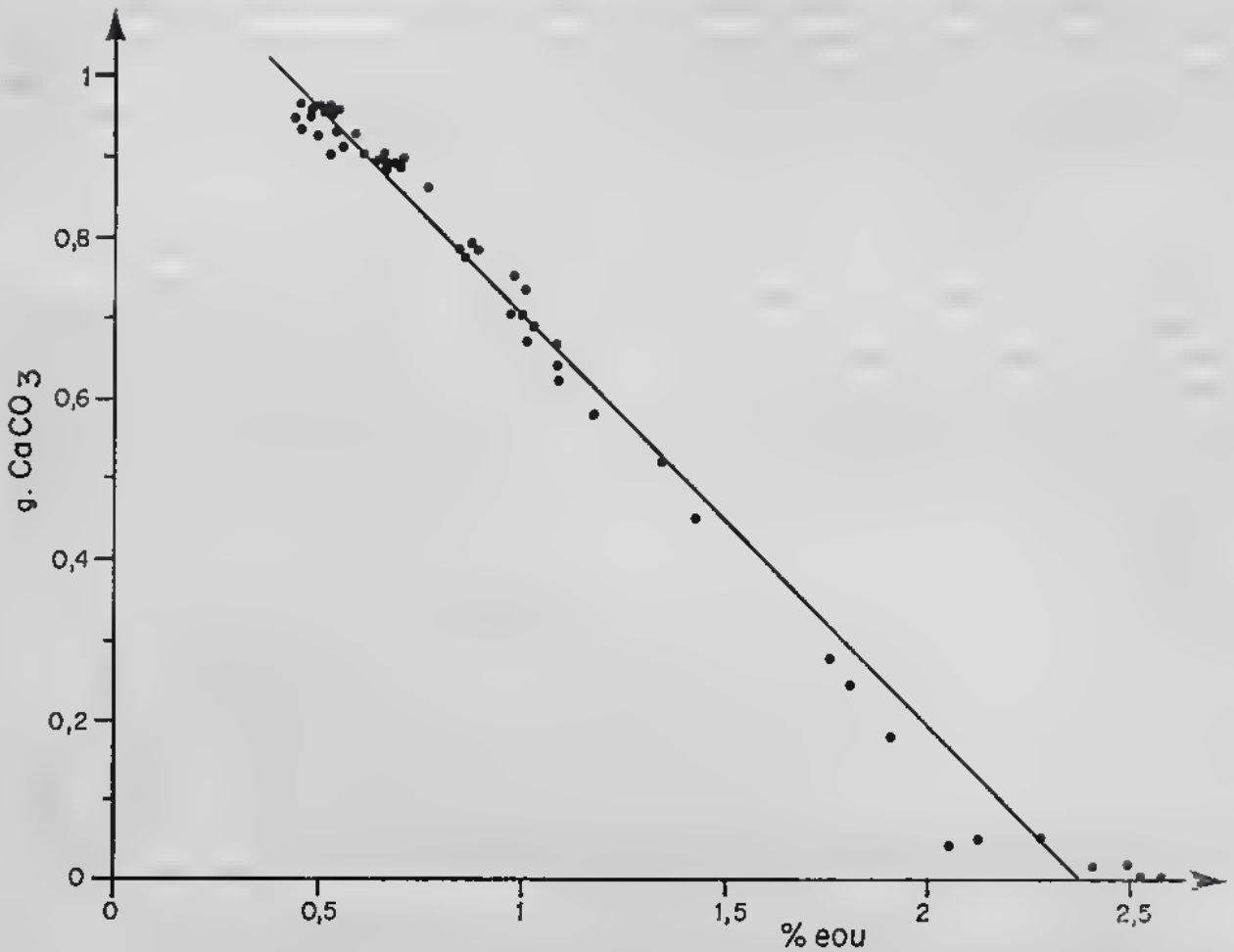


Fig. 22. — Relation entre teneur en eau et teneur en $CaCO_3$ (% eau = 2,371 — 1,97 × teneur en $CaCO_3$; r = 0,99) établie pour le bassin de Madagascar.

IV. — Le modèle linéaire et les propriétés biophysico-chimiques de l'eau de mer.

Le modèle linéaire défini ci-dessus nous amène tout naturellement à poser le problème des relations entre les teneurs du calcaire dans les sédiments et l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer. En corollaire à ce phénomène, on trouve aussi la question de la dissolution éventuelle du calcaire des Foraminifères et des nannofossiles pendant leur sédimentation, c'est-à-dire pendant la chute des squelettes vers le fond.

Pour de nombreux auteurs, la relation entre la chimie des carbonates dissous dans l'eau de mer et la remise en solution du calcaire contenu dans les sédiments reste encore une énigme (Takahashi, 1975) bien que, dans une approche récente, Broecker et Takahashi (1978) aient tenté d'établir une relation entre cet état d'équilibre des carbonates dans l'eau de mer et la lysocline en particulier. Certains (Ingle, 1975) vont même jusqu'à affirmer que la dissolution du calcaire contenu dans les sédiments ne peut être contrôlée par le jeu des équilibres du carbonate en solution dans l'eau de mer. D'autres pensent que les constantes de dissociation apparente (K′ sp) de type thermodynamique utilisées pour le calcul de la saturation ne sont pas applicables aux phénomènes observés dans l'océan actuel (Wangersky *in* Berger, 1971). Par contre, en 1969, Li, Takahashi et Broecker attribuent les variations des teneurs en calcaire des sédiments océaniques aux changements dans le degré de saturation de l'eau de mer.

Source : MNHN, Paris

Ces divergences nous ont conduite à analyser les implications du modèle linéaire d'accumulation du calcaire et, plus précisément, à projeter vers l'eau de mer les données issues de l'étude du sédiment. Au terme d'une comparaison entre ces données et les travaux récents portant sur la chimie de l'eau de mer, va se poser à nouveau le problème de la signification « physique » des concepts de lysocline et de « C.C.D. ».

1. — *Dissolution des carbonates linéairement dépendante de la profondeur : une précision de l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer.*

Le modèle linéaire tel qu'il a été défini ci-dessus et ses implications peuvent se résumer schématiquement par les diagrammes A et B de la figure 23. L'étude des sédiments a montré que l'on pouvait distinguer deux zones : la première sans perte de calcaire, par conséquent à flux constant plus ou moins dilué par des matériaux insolubles (volcano-détritique, fragments de basalte, etc...) ; une deuxième zone sous-jacente dans laquelle la dissolution du calcaire est linéairement proportionnelle à la profondeur. Deux points remarquables caractérisent ce modèle : le point de début de dissolution et la C.C.D. Si, à titre d'hypothèse, on admet — ce qui peut apparaître comme un truisme — que cette redissolu-

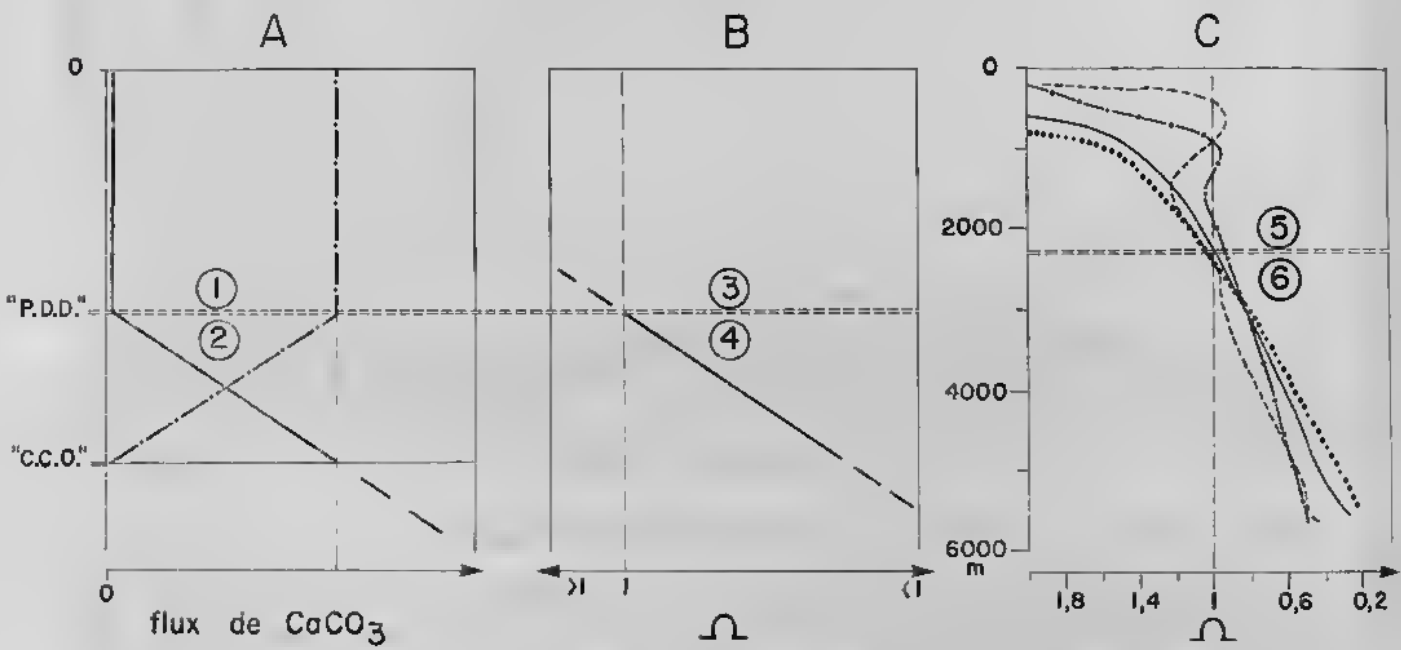


Fig. 23. — Établissement d'une relation entre le comportement du calcaire dans les sédiments océaniques et le degré de saturation de l'eau de mer en carbonates dissous.

A : schéma théorique résultant de l'étude de la répartition des teneurs en $CaCO_3$ dans les sédiments. Au-dessus de la profondeur de début de dissolution (« P.D.D. ») : 1, domaine d'accumulation, sans perte, du calcaire ; 2, domaine de dissolution du calcaire linéairement dépendante de la profondeur. Accumulation en points-traits, perte en trait plein.

B : schéma théorique figurant les caractéristiques de l'eau de mer telles qu'on peut les représenter à partir de A. Au-dessus de la profondeur pour laquelle $\Omega = 1$: 3, eaux de mer sursaturées en carbonates ($\Omega > 1$) ; au-dessous de cette profondeur, 4, eaux de mer à sous-saturation en carbonates linéairement dépendante de la profondeur ($\Omega < 1$).

C : les données de géochimistes concernant le degré de saturation de l'eau de mer en carbonates. 5 : domaine des eaux sursaturées ($\Omega > 1$) ; 6 : domaine des eaux à sous-saturation en carbonates, grossièrement fonction de la profondeur. Les raisons du décalage entre la « P.D.D. » et la profondeur pour laquelle $\Omega = 1$ (aux environs de 2 500 m) sont discutées dans le texte. Les mesures ont été effectuées dans le nord de l'océan Indien (traits-points) par Ingle (1975), dans l'Atlantique (tiretés), le Pacifique sud (points) et le Pacifique équatorial (trait plein) par Takahashi (1975).

Source : MNHN, Paris

tion du calcaire est sous le contrôle de l'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer, on déduit de la figure 23-A le diagramme B préfigurant l'état de cet équilibre. En effet, si l'on pose :

$$\Omega = (Ca^{2+})\ (CO_3^{2-})\ /\ K'\ sp.$$

(Ca^{2+}) et (CO_3^{2-}) étant des concentrations supposées mesurées à des pressions et températures données dans l'eau de mer et K' sp la constante apparente de dissociation du $CaCO_3$ déterminée en laboratoire pour les mêmes pressions et températures, on sait que l'on définit deux couches d'eau :

— l'une pour laquelle $\Omega > 1$, sursaturée en $CaCO_3$,

— l'autre pour laquelle $\Omega < 1$, sous-saturée, en $CaCO_3$,

l'équilibre étant obtenu pour $\Omega = 1$.

Le diagramme B tiré de A laisse donc prévoir une évolution de Ω linéairement dépendante de la profondeur avec, bien entendu, une relation simple et de type linéaire entre les pertes en $CaCO_3$ exprimées en flux de sédiment et les valeurs décroissantes de Ω dans la couche d'eau sous-saturée.

A cette « vision », au travers du sédiment, de l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer, on a pu accoler le diagramme C, schéma résumant les résultats obtenus en particulier dans le cadre du programme GEOSECS par Takahashi (1975) et portant sur l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer à partir de nombreuses mesures du CO_2 dissous total et de l'alcalinité. Il apparaît clairement que l'évolution du degré de sous-saturation prévue à partir du modèle sédimentaire est tout à fait comparable à celle déterminée à partir des mesures du projet GEOSECS ; tout porte donc à croire qu'il y a une relation directe entre l'accumulation du calcaire sur le fond et le degré de sous-saturation des carbonates dissous dans l'eau de mer et que la distribution linéaire en fonction de la profondeur des taux d'accumulation et des pertes (dissolution) — c'est-à-dire le modèle linéaire — n'est qu'une conséquence de l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer. On est tenté d'établir une équivalence entre la profondeur de début de dissolution et la profondeur pour laquelle $\Omega = 1$; cependant, des différences assez nettes subsistent comme le montre la comparaison entre les données de Takahashi et les déterminations du point de début de dissolution effectuées dans le chapitre précédent. Ces écarts, de l'ordre de 1 000 m maximum, ne doivent pas surprendre pour les raisons suivantes :

— La prévision qualitative de l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer à partir du sédiment est une situation moyenne déduite de l'étude de sédiments représentant une durée de 5 à 10 siècles, durée dépendant du taux d'accumulation et de la technique de prélèvement. En conséquence, ce n'est peut-être pas exactement le reflet de la situation au temps 0 telle qu'elle est traduite par l'étude de l'eau de mer.

De plus, l'utilisation des mesures des teneurs en calcaire effectuées à partir de sédiments déposés dans des domaines proches des marges, c'est-à-dire sous l'influence d'apports détritiques importants, est biaisée par ces apports lorsque l'on se contente d'exprimer l'accumulation du calcaire en g/g. C'est ce qui est vraisemblablement à l'origine du désaccord important entre la profondeur de début de dissolution déterminée par l'Atlantique nord (cf. paragraphe II, tableau I) et la profondeur d'équilibre des carbonates ($\Omega = 1$) d'après Takahashi (= 3 900 m). Pour éliminer cet « effet détritique », il conviendrait d'exprimer l'accumulation du calcaire non plus en pourcentages, mais en flux, ce qui n'est pas encore réalisé.

— L'incertitude portant sur la détermination de la constante apparente de dissociation K' sp — il en existe plusieurs — peut introduire des erreurs de l'ordre de 10 à 15 % dans la mesure de Ω, ce qui a, comme répercussion, une incertitude moyenne de l'ordre de 500 m quant à la profondeur du point d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer.

— Enfin, peut-être faut-il envisager un phénomène de retard à la dissolution comme suite à un verrouillage de la destruction des édifices calcitiques par la matière organique ou les phosphates, selon la théorie de Morse et Berner (1972). Cette théorie, émise à partir d'études en laboratoire, ne permet pas toutefois d'interpréter les cas où la profondeur de début de dissolution déduite de l'étude des sédiments est moindre que celle pour laquelle $\Omega = 1$ dans l'eau de mer, phénomène qui semble bien être

Source : MNHN, Paris

aussi fréquemment observé que l'inverse. Il est donc peu vraisemblable que cette troisième raison soit la plus importante.

Quoi qu'il en soit, l'évolution de la sous-saturation en calcaire de l'eau de mer et l'évolution de la dissolution du calcaire des sédiments sont non seulement comparables au plan qualitatif (il s'agit de deux droites), mais aussi au plan semi-quantitatif car il semble bien que les pentes, autrement dit les gradients des droites obtenues varient dans le même sens et peut-être avec des écarts en pourcentages relatifs comparables d'un océan à l'autre, voire même d'un bassin à un autre. Ceci n'est pas encore établi en tant que fait, mais résulte d'une impression d'ensemble tirée de la comparaison entre les données sédimentologiques décrites auparavant et l'analyse des données relatives à l'état d'équilibre du calcaire dans l'eau de mer, telles qu'elles sont présentées par Takahashi, Ingle et d'autres.

En conséquence, et à titre d'hypothèse de travail, on suppose donc une relation de cause à effet entre la profondeur à laquelle l'équilibre des carbonates dissous est atteint ($\Omega = 1$) et la profondeur de début de dissolution.

A ce stade, on est tenté d'établir une correspondance entre Ω et les quantités de calcaire dissoutes par unités de surface et de temps ; il s'agirait en somme d'étalonner les pertes du sédiment dues à la dissolution en unités de sous-saturation de l'eau de mer. Takahashi (1975) a proposé une première relation de cette nature en partant des données de Morse et Berner quant aux flux de calcaire dissous déterminés au laboratoire. C'est ainsi que, partant de ces données, on obtiendrait une remise en solution de l'ordre de 40 g/cm²/1 000 ans et par dixième d'unité Ω, soit des valeurs supérieures de deux ordres de grandeur à celle déduite des résultats qui précèdent, à savoir 0,4 g/cm²/1 000 ans/10^e d'unité Ω. Cette différence pose à nouveau le problème de la signification des données obtenues en laboratoire par rapport à celles qui découlent des analyses sédimentologiques.

Bien que cette démarche puisse sembler à juste titre encore prématurée, remarquons cependant qu'elle est prometteuse car elle permettra peut-être dans l'avenir d'approcher l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer du passé.

2. — *La signification « physique » du concept de lysocline et de C.C.D.*

Des considérations qui précèdent, il découle que le concept de profondeur d'accélération dans la dissolution du calcaire des sédiments, que ce soit le calcaire des Foraminifères ou le calcaire total, est remis en question ; autrement dit, le concept de lysocline se trouve par définition incompatible avec le modèle d'accumulation linéaire. Mais, si l'on admet (hypothèse de travail précédemment formulée) une relation de cause à effet entre la profondeur à laquelle l'équilibre des carbonates est obtenu ($\Omega = 1$) et la profondeur de début de dissolution du calcaire dans les sédiments, en abandonnant en outre le concept d'accélération, on peut conserver l'usage du terme lysocline à condition de lui donner la définition suivante : profondeur de début de dissolution du calcaire. Ce point de vue est en désaccord avec bon nombre d'observations faites en particulier au niveau des seuils morphostructuraux, zones d'accélération dans la circulation des eaux de fond (par exemple, les eaux antarctiques de fond), comme l'Horizon-Passage (Ben Yaakov *et al.*, 1974), Vema Channel (Melguen et Thiede, 1974 ; Johnson *et al.*, 1977), etc... Il est possible bien que les données ne soient pas traitées de la même manière, que dans ces endroits singuliers existe une profondeur remarquable caractérisée par une accélération dans la dissolution des carbonates. Nos travaux, portant essentiellement sur des matériaux recueillis dans des bassins océaniques, ne nous permettent pas d'aller plus avant dans l'analyse des causes de ces divergences.

Selon Berger (communication personnelle) et après examen des résultats présentés ci-dessus, le point de vue que nous défendons semble acceptable.

Enfin, constatons que le concept de « profondeur de compensation des carbonates » (C.C.D.) ou de « surface de compensation des carbonates » (C.C.S.) n'a aucune signification réelle. A l'évidence, s'il y a compensation, elle ne s'effectue ni à une profondeur singulière, ni entre la lysocline et la C.C.D. (ou entre le point de début de dissolution et la C.C.D.), mais à toute profondeur située dans le domaine occupé par les eaux sous-saturées en $CaCO_3$.

Source : MNHN, Paris

3. — *Compensation des carbonates et productivité planctonique.*

Si l'on admet le modèle linéaire d'accumulation du calcaire dans les sédiments et ses implications, on peut s'attendre à ce qu'à toute variation de la productivité en plancton calcaire corresponde une variation de la C.C.D. Ainsi, tout le reste étant inchangé, à toute activation de la productivité correspondant par exemple à un doublement devrait correspondre une C.C.D. deux fois plus profonde ; or, nous avons vu (paragraphe II) que les variations de la C.C.D. n'approchent jamais cette amplitude.

De plus, si l'on accepte la relation entre la profondeur de début de dissolution (ou lysocline) et la profondeur d'équilibre des carbonates ($\Omega = 1$), il faut bien reconnaître que ce point est indépendant de la productivité biologique, mais dépend seulement des caractéristiques de l'eau de mer, tandis que la profondeur de disparition des carbonates dépend des deux.

Quand on passe d'une zone à forte productivité en plancton calcaire, comme la zone équatoriale du bassin Indien central ou le nord du bassin de Crozet (2 à 3 g/cm²/1 000 ans), à une zone à faible productivité, comme le bassin de Madagascar (1 à 1,5 g/cm²/1 000 ans), toutes choses étant égales par ailleurs, la C.C.D. ne varie pas dans les mêmes proportions (voir tableau I). On est obligé d'admettre que la concentration en ions carbonatés dissous, c'est-à-dire l'état d'équilibre des carbonates, n'est pas identique d'un bassin à l'autre, d'une zone tropicale à une zone subpolaire. Ceci rejoint notamment les observations provenant des études de l'eau de mer effectuées dans le cadre du programme GEOSECS (cf. Takabashi, 1975), et ce qui rejoint aussi le problème des gradients (évoqué précédemment), de la sous-saturation en calcaire de l'eau de mer et de la dissolution du calcaire des sédiments variables d'un bassin à l'autre. Par conséquent, une augmentation du flux de calcaire due à la présence d'une ceinture de haute productivité peut être partiellement ou fortement compensée par une plus ou moins forte sous-saturation en $CaCO_3$ dissous des eaux de fond. Dans la mesure où, en moyenne, la quantité de calcaire extraite de l'eau de mer par le plancton est de 5 à 6 fois supérieure à la quantité de calcaire supposée introduite dans les océans par les eaux de rivières en provenance des continents (Li, Takahashi et Broecker, 1969), on peut effectivement traduire la remise en solution physico-chimique du calcaire précipité par voie biochimique comme une réaction du milieu en termes de compensation : une étape singulière du cycle biogéochimique du gaz carbonique et, sinon du gaz carbonique, en tout cas du calcaire.

V. — Une première approche du bilan actuel du calcaire en milieu océanique.

1. — *Première approche du bilan.*

Pourvu que l'on puisse déterminer en première approximation le point de début de dissolution et la « C.C.D. » pour les trois océans, et partant la droite traduisant l'évolution des taux d'accumulation du calcaire en fonction de la profondeur, connaissant par ailleurs la quantité de calcaire extrait des eaux de surface et de subsurface et la distribution des surfaces dans les trois océans en fonction de la profondeur, il devient possible d'approcher la quantité de calcaire accumulé dans le domaine océanique par rapport à celui extrait de l'eau de mer par le microplancton.

L'examen des données de la littérature concernant les trois océans (Berger *et al.*, 1976 ; Biscaye *et al.*, 1976 et Kolla *et al.*, 1976) et les études statistiques effectuées dans le paragraphe II montrent que le point de début de dissolution semble se situer dans un intervalle de profondeur qui va d'environ 2 000 à 3 800 m selon les régions considérées ; pour faciliter les calculs, prenons comme hypothèse de travail une profondeur moyenne de début de dissolution de *3 000 m* pour les trois océans. Pour les calculs qui suivent, on pourra prendre une marge d'erreur de $\pm$ 15 % (450 m environ). En ce qui concerne la C.C.D., une analyse du même type nous a conduite à admettre comme profondeur moyenne de disparition totale des carbonates dans les trois océans les valeurs du tableau III.

L'examen des forages du *Glomar Challenger* et des carottages à piston effectués dans l'océan Indien a permis d'approcher les taux d'accumulation de calcaire extrait de l'eau de mer par le microplancton et accumulé sur les reliefs situés dans la zone hors dissolution. Trois zones latitudinales remar-

Source : MNHN, Paris

quables apparaissent (tableau IV) avec des flux de calcaire, que l'on peut considérer comme correspondant à la productivité, de 1,3 à 2,8 g/cm²/1 000 ans. Compte tenu du fait que les zones à haute productivité ont une superficie relativement réduite par rapport à celles de productivité nettement plus faible, on a été amené à choisir pour simplifier les calculs et comme valeur moyenne raisonnablement bien représentative : *1,5 g/cm²/1 000 ans.*

Une démarche analogue effectuée plus rapidement pour l'Atlantique et le Pacifique, partant par exemple des données de Gardner (1975), Bé *et al.* (1976), Van Andel *et al.* (1975), Luz et Shackleton (1975) et bien d'autres, nous a conduite à penser que cette valeur de 1,5 g/cm²/1 000 ans semblait, en première approximation, pouvoir être généralisée à l'ensemble du domaine océanique. Lorsque les densités n'étaient pas données par les auteurs, on s'est servi du modèle présenté dans le paragraphe III ou des mesures « G.R.A.P.E. » effectuées à bord du *Glomar Challenger* au niveau de sites proches. Cette valeur est généralement inférieure aux flux déterminés par Broecker (1971) à partir des carottes de moyenne profondeur, mais supérieure aux valeurs moyennes ($1 \pm 0{,}3$ g/cm²/1 000 ans pour l'Atlantique et $0{,}5 \pm 0{,}2$ g/cm²/1 000 ans pour le Pacifique et l'Indien), qu'il détermine à partir d'un ensemble de carottes provenant de toutes profondeurs, c'est-à-dire certainement de sites se trouvant aussi bien dans la zone hors dissolution que dans la zone de dissolution. Il est difficile de comparer cette valeur moyenne aux flux de $CaCO_3$ calculés par Lisitzin (1972) qui se situeraient entre des valeurs anormalement faibles ou fortes de 0,1 à 30 g/cm²/1 000 ans.

En attendant que de nouvelles données relatives aux taux d'accumulation du calcaire en zone hors dissolution soient disponibles, on a choisi cette valeur moyenne de *1,5 g/cm²/1 000 ans* pour les trois océans.

Si on veut approcher la surface totale couverte par la zone où il y a accumulation de calcaire sans dissolution, il convient de défalquer de la surface totale des océans (362.10^6 km², Ménard et Smith, 1966) : la surface moyenne occupée par le « pack » antarctique (13.10^6 km², Gordon et Taylor, 1975), la surface des plateaux continentaux (11.10^6 km², Ménard et Smith, 1966) — sur lesquels on considère l'accumulation de calcaire d'origine planctonique comme négligeable — et éventuellement l'océan Arctique (14.10^6 km², Ménard et Smith, 1966). Tout cela nous amène à déterminer une surface totale approchée de l'ordre de 325.10^6 *km²*, surface de la zone d'où le calcaire est extrait par le microplancton au taux de 1,5 g/cm²/1 000 ans, soit au total une extraction annuelle de $4\,900.10^6$ *T* de $CaCO_3$. Le chiffre ainsi obtenu est d'environ 20 % inférieur à celui déterminé par Li, Broecker et Takahashi (1969), différence provenant vraisemblablement du choix d'un taux d'accumulation du calcaire de 2 g/cm²/1 000 ans, valeur qui, de toutes façons, semble en moyenne trop élevée.

Si l'on admet dans cette première approche qu'environ $4\,900.10^6$ T/an de $CaCO_3$ sont précipitées à partir des eaux de surface et de subsurface, il convient maintenant de déterminer l'accumulation sur le fond, compte tenu de la zonation et du modèle linéaire décrits dans les paragraphes II et IV. En fait, il suffira de déterminer la surface des fonds océaniques localisés par des profondeurs inférieures à 3 000 m et ensuite la distribution des surfaces couvertes par des profondeurs allant du point de début de dissolution à la C.C.D. Une intégration simple des taux d'accumulation entre ces deux points remarquables fournira une première approximation des quantités de calcaire accumulé dans le domaine où la dissolution s'exerce. Ce calcul peut être simplifié en constatant qu'un traitement statistique de la répartition des surfaces des fonds océaniques en fonction des profondeurs (entre 200 et 6 000 m) d'après les données de Ménard et Smith (1966) aboutit à une relation approchée de la forme :

$$\sqrt{S} = a \times P + b,$$

S étant la surface et P la profondeur, a et b des constantes.

Les résultats des calculs sont résumés dans le tableau III et font apparaître une quantité totale de calcaire accumulé en domaine océanique de l'ordre de 1730.10^6 *T/an.* Quelle que soit l'imprécision de cette valeur qui est issue de certaines approximations indiquées ci-dessus, c'est à notre connaissance le résultat de la première approche effectuée à partir d'une analyse des teneurs en $CaCO_3$ dans les sédiments et des taux d'accumulation de calcaire. Le chiffre obtenu est assez nettement différent de la quantité de calcaire fossilisé prévue par Lisitzin (1972), 1261.10^6 T/an, qui considère que tout le calcaire arrivant annuellement dans les océans doit se retrouver dans les sédiments. Il est aussi

Source : MNHN, Paris

supérieur au chiffre obtenu à partir de l'approche géochimique effectuée par Li, Takahashi et Broecker (1969) : 1000.10^6 T/an. Ces chiffres expliquent que le rapport entre la quantité de calcaire précipité à partir des eaux de surface et de subsurface et celle du calcaire accumulé sur le fond soit de 3 en ce qui nous concerne et de 5 à 6 pour les autres auteurs.

En dépit de cette différence, il apparaît nettement dans les trois cas exposés ci-dessus que le microplancton calcaire précipite au moins trois fois plus de $CaCO_3$ qu'il ne s'en accumule sur le fond. Face à la précipitation biochimique par le microplancton, on perçoit l'importance de la redissolution.

Dans ce raisonnement, on néglige, en première approximation, la quantité de calcaire fossilisé par les organismes benthiques, qui serait de l'ordre de 5 % environ de la quantité totale extraite par le microplancton (Loreau, en préparation).

2. — *Intervention possible de la fossilisation du calcaire sur le cycle biogéochimique du CO_2.*

Dans l'hypothèse classiquement admise de l'invariance dans la concentration des ions majeurs de l'eau de mer et conformément aux démarches de Li, Takahashi et Broecker (1969), Lisitzin (1972) et bien d'autres, la quantité de calcium amené par les eaux de rivières doit nécessairement se retrouver en totalité dans le calcaire accumulé dans les sédiments. L'examen des données de Garrels et McKenzie (1971) fait ressortir un apport total en calcium de l'ordre de 488.10^6 *T/an* assez sensiblement différent de la quantité de calcium accumulé annuellement dans les sédiments telle qu'on peut la calculer par application du modèle linéaire et les conditions ci-dessus, soit 692.10^6 *T/an*. Compte tenu des incertitudes relatives à l'évaluation des apports par les eaux de rivières (par exemple, on discute encore du débit de l'Amazone : 100 000 ou 200 000 m^3 sec ?) et des approximations simplifiant le calcul du bilan, la différence entre ces deux chiffres ne nous apparaît pas significative. Par contre, si l'on compare la quantité d'ions carbonates CO_3^{2-}, 438.10^6 *T/an* (tableau V) issus du calcaire des continents à la quantité de carbonates inclus dans le calcaire précipité au fond des océans, soit $1\,038.10^6$ *T/an*, l'écart est suffisamment significatif pour nous permettre d'affirmer, à titre d'hypothèse de travail, que contrairement à l'opinion des auteurs, il n'y a pas seulement un transfert de calcaire mis en solution sur les continents, via les eaux de rivières et l'eau de mer, dans les sédiments mais nécessairement une ponction non négligeable de l'ordre de 600.10^6 *T/an* de CO_3^{2-}, soit à titre d'équivalence 440.10^6 *T/an* de CO_2 dissous dans l'eau de mer. L'origine éventuelle de ces ions carbonates est à rechercher soit dans le CO_2 neutralisé par attaque des roches au niveau des continents et arrivant dans les océans par les eaux de rivières à la cadence de $1\,900.10^6$ *T/an de* HCO_3^- (Garrels et McKenzie, 1971), soit dans le CO_2 stocké dans l'eau de mer — et sans doute fonction des échanges océan-atmosphère — ou éventuellement le CO_2 provenant de la dégradation de la matière organique. Dans tous les cas de figure, il s'agit initialement de CO_2 atmosphérique. Autrement dit, l'application telle qu'elle a été définie ci-dessus du modèle linéaire d'accumulation du calcaire dans les océans et l'analyse de la composition des apports en ions carbonates et en calcium des eaux de rivières nous conduisent à penser qu'une part substantielle du CO_2 dissous dans l'eau de mer, dont l'origine n'est pas le CO_2 du calcaire remis en solution sur les continents, se trouve définitivement fossilisée dans le calcaire des sédiments du fond des océans. Ce prélèvement de gaz carbonique dissous dans les océans, effectué à haute cadence par le microplancton à test calcaire, partiellement compensé par la redissolution physico-chimique linéairement dépendante de la profondeur, peut avoir une influence non négligeable sur les échanges de gaz carbonique entre l'océan et l'atmosphère ; en d'autres termes, il peut jouer un rôle — qui reste encore à préciser — dans la régulation de la concentration du gaz carbonique dans l'atmosphère. Cette hypothèse, si elle était vérifiée, devrait être prise en considération dans les prévisions relatives à la pollution exponentielle de l'atmosphère par le gaz carbonique provenant des combustibles fossiles (Fairhall, 1973).

Conclusion.

L'analyse statistique de la distribution des teneurs en $CaCO_3$ au plus près de l'interface eau-sédiment a permis de définir un nouveau modèle de distribution de ces teneurs et des taux d'accumu-

Source : MNHN, Paris

lation du calcaire sur le fond. Ce modèle, extrait d'études dans l'océan Indien, a été testé en première approximation dans les deux autres océans, ce qui a permis d'esquisser les implications probables de ce modèle — s'il était vérifié — sur

— les relations entre le calcaire du sédiment et l'état d'équilibre des carbonates dissous dans l'eau de mer,

— les relations entre le cycle de l'eau, les échanges entre le continent et l'océan ;

c'est-à-dire, en définitive, sur les différentes étapes du cycle biogéochimique du CO_2.

Dans l'état actuel de nos travaux, on peut se servir de cette approche sédimentaire, de ces relations au temps actuel, pour saisir d'éventuelles modifications dans le passé, passé récent : Plio-Quaternaire, ou plus ancien : Néogène, Paléogène, etc...

Ces travaux ont été effectués dans le cadre de l'E.R.A. 121, subventionnés par la R.C.P. 212 et la D.G.R.S.T. (décisions d'aides à la recherche n° 76.7.1923 et 77.7.1449) et soutenus par le Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises.

RÉFÉRENCES CITÉES

Ben Yaakov S., Ruth E. et Kaplan I. R., 1974. — Calcium carbonate saturation in northeastern Pacific; in situ determination and geochimical implications. *Deep-Sea Research*, vol. 21, p. 229-243.

Berger W. H., 1967. — Foraminiferal ooze : solution at depths. *Science*, vol. 156, p. 383-385.

Berger W. H., 1968. — Planktonic Foraminifera : selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research*, vol. 15, p. 31-43.

Berger W. H., 1970. — Planktonic Foraminifera : selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, vol. 8, p. 111-138.

Berger W. H., 1971. — Sedimentation of planktonic Foraminifera. *Marine Geology*, vol. 11, p. 325-358.

Berger W. H., 1973. — Deep-sea carbonates : evidence for a coccolith lysocline. *Deep-Sea Research*, vol. 20, p. 917-921.

Berger W. H., 1973. — Deep-sea carbonates : Pleistocene dissolution cycles. *Journ. of Foraminiferal Research*, vol. 3, 187-195.

Berger W. H., 1975. — Deep-sea carbonates : dissolution profiles from foraminiferal preservation. *In* Dissolution of deep-sea carbonates. Sliter W. V., Bé A. W. H. et Berger W. H. Ed., spec. publ. n° 13 of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, p. 82-86.

Berger W. H., Adelseck C. G. et Mayer L. A., 1976. — Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific ocean. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, n° 15, p. 2617-2627.

Berner R. A. et Wilde P., 1972. — Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water. 1 — Saturation state paremeters for kinetic calculations. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 272, p. 826-839.

Berner R. A., 1974. — Physical chemistry of carbonates in the oceans. *In* Studies in Paleo-oceanography. Hay W. W. Ed., Soc. Econ. Paleont. and Mineral., spec. publ. n° 20, p. 37-57.

Berner R. A. et Morse J. W., 1974. — Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water. IV. — Theory of calcite dissolution. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 274, p. 108-134.

Biscaye P. E., Kolla V. et Turekian K. K., 1976. — Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic ocean. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, n° 15, p. 2595-2603.

Broecker W. S. et Van Donk J., 1970. — Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep-sea cores. *Rev. of Geophys. and Space Physics*, vol. 8, n° 1, p. 169-198.

Broecker W. S., 1971. — Calcite accumulation rates and glacial to interglacial changes in oceanic mixing. *In* Late Cenozoic glacial ages, chap. 9, Turekian K. K. Ed., p. 239-265.

Source : MNHN, Paris

Broecker W. S. et Takahashi T., 1977. — The solubility of calcite in sea water. *In* Thermodynamics in Geology, Fraser D. G. Ed., Reidel D. Publishing Company, Dordrecht-Holland, p. 365-379.

Broecker W. S. et Takahashi T., 1978. — The relationship between lysocline depth and *in situ* carbonate ion concentration. *Deep-Sea Research*, vol. 25, p. 65-95.

Clocchiatti M., 1976. — Sédimentation pélagique néogène et quaternaire et dissolution des carbonates dans le bassin de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. XVIII, n° 6, p. 1613-1624.

Denis-Clocchiatti M., Leclaire L. et Giannesini P. J., 1978. — Vitesse de croissance des nodules de manganèse dans l'océan Indien : une approche biostratigraphique. *In* Colloque international n° 289 du CNRS sur la genèse des nodules de manganèse, Gif-sur-Yvette, 25-30 septembre 1978, *sous presse*.

Fairhall A. W., 1973. — Accumulation of fossil CO^2 in the atmosphere and the sea. *Nature*, vol. 245, p. 20-23.

Gardner J. V., 1975. — Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern equatorial Atlantic. *In* Dissolution of deep-sea carbonates. Sliter W. V., Bé A. W. H. et Berger W. H. Ed., spec. pubi. n° 13 of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, p. 129-141.

Garrels R. M. et Mac Kenzie F. T., 1971. — Evolution of sedimentary rocks. Norton W. W. and Company Ed., New York, 397 p.

Gordon A. L. et Taylor H. W., 1975. — Seasonal change of Antarctic sea ice cover. *Science*, vol. 187, n° 4174, p. 346-347.

Hecht A. D., Eslinger E. V. et Garmon L. B., 1975. — Experimental studies on the dissolution of planktonic Foraminifera. *In* Dissolution of deep-sea carbonates. Sliter W. V., Bé A. W. H. et Berger W. H. Ed. spec. publ. n° 13 of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, p. 56-69.

Ingle S. E., 1975. — Solubility of calcite in the ocean. *Marine Chemistry*, vol. 3, p. 301-319.

Johnson D. A., Lenbetter M. et Burckle L. H., 1977. — Vema Channel paleo-oceanography : Pleistocene dissolution cycles and episodic bottom water flow. *Marine Geology*, vol. 23, p. 1-33.

Kolla V., Bé A. W. H. et Biscaye P. E., 1976. — Calcium carbonate distribution in the surface sediments of the Indian ocean. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, n° 15, p. 2605-2616.

Leclaire L., 1972. — La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléares. Thèse de Doctorat d'État, Mém. du Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, t. 24, série C, 391 p.

Leclaire L. et Clocchiatti M., 1976. — La dissolution des carbonates en milieu océanique. Son rôle dans la genèse des dépôts pélagiques pendant le Cénozoïque. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. XVIII, n° 5, p. 1315-1335.

Leclaire L., 1977. — Méthodologie de prélèvement par grands fonds en vue des études de concentration et de teneur. *Océanis*, vol. 3, fasc. 8, p. 428-462.

Leclaire L., 1979. — Genèse des sédiments pélagiques dans l'océan Indien austral. Paléoproductivité et paléoenvironnement. *In* Recherches océanographiques dans l'océan Indien (ce volume).

Li Y. H., Takahashi T. et Broecker W. S., 1969. — Degree of saturation of $CaCO_3$ in the oceans. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 64, p. 5507-5525.

Lisitzin A. P., 1971. — Distribution of carbonate microfossils in suspension and in bottom sediments. *In* The Micropaleontology of oceans. Funnel B. M. et Rienel W. R. Ed., p. 197-216.

Lisitzin A. P., 1972. — Sedimentation in the world ocean. Soc. Econ. Paleontologist and Mineralogists, spec. publ. n° 17, 218 p.

Loreau J. P. — Sédiments aragonitiques et leur genèse. Thèse de Doct. d'État, en préparation.

Luz B. et Shackleton N. J., 1975. — $CaCO_3$ solution in the tropical east Pacific during the past 130 000 years. *In* Dissolution of deep-sea carbonates. Sliter W. V., Bé A. W. H. et Berger W. H., spec. publ. n° 13 of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, p. 142-150.

Melguen M. et Thiede J., 1974. — Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and the Rio Grande Rise (Southwest Atlantic ocean). *Marine Geology*, vol. 17, n° 5, p. 341-353.

Ménard H.W. et Smith S.M., 1966. — Hypsometry of ocean basin provinces. *Journ, Geophys. Res.*, vol. 71, n° 18, p. 4305—4325.

Morse J. W. et Berner R. A., 1972. — Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea-water. II — A kinetic origin for the lysocline. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 272, p. 840-851.

Source : MNHN, Paris

Murray J. et Renard A. F., 1891. — Deep-sea deposits. *In* Report on the scientific results of the voyage of the H. M. S. Challenger during the years 1873-1876 : London, Eyre and Spottiswoode, Thomson C. W. Ed., 525 p.

Parker F. L. et Berger W. H., 1971. — Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific. *Deep-Sea Research*, vol. 18, p. 73-107.

Peterson M. N. A., 1966. — Calcite : rates of dissolution in a vertical profile in the central Pacific. *Science*, vol. 154, p. 1542-1544.

Schlich R., 1975. — Structure et âge de l'océan Indien occidental. Thèse d'État, Mém. hors série Soc. Géol. Fr., n° 6, 1 vol. 103 p.

Segoufin J. et Leclaire L., 1975. — Étude des paléo-environnements marins par l'analyse factorielle des populations de Foraminifères planctoniques. *Bull. B.R.G.M.*, 2e sér., sect. IV, n° 3, p. 175-200.

Takahashi T., 1975. — Carbonate chemistry of sea water and the calcite compensation depth in the oceans. *In* Dissolution of deep-sea carbonates. Sliter W. V., Bé A. W. H. et Berger W. H., spec. publ. n° 13 of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, p. 11-26.

Van Andel T. H., Heath G. R. et Moore T. C. Jr., 1975. — Cenozoic history and paleooceanography of the central equatorial Pacific ocean. Geol. Soc. America, mém. 143, 134 p.

Vergès E., 1977. — La dissolution des carbonates actuelle dans le bassin Indien central. Essai d'interprétation. Rapport de stage de D. E. A., Univ. Paris VI.

Warren B. A., 1978. — Bottom water transport through the Southwest Indian Ridge. *Deep-Sea Research*, vol. 25, p. 315-321.

Source : MNHN, Paris

	Profondeur du point de début de dissolution (A) en mètres	Profondeur de la « C.C.D. » (B) en mètres
Bassin de Madagascar	1 640	4 815
Bassin Indien central (zone intertropicale)	2 730	4 915
Bassin Indien central sud	3 500 (?)	4 600
Bassin de Crozet nord	3 100	4 970
Bassin de Crozet sud	3 500	4 200
Zone 20-30° Sud Kolla *et al.*, 1976	3 200	4 650
Océan Pacifique, zone 13 Berger *et al.*, 1976	3 800	4 500
Zone 18 Berger *et al.*, 1976	2 900	4 400
Océan Atlantique Biscaye *et al.*, 1976	2 970	5 220

TABLEAU I.

Noms d'espèces	Profondeur de disparition en mètres	r
G. sacculifera — G. trilobus	4 200	0,95
G. ruber	4 300	0,98
G. calida — H. aequilateralis	4 600	0,98
O. universa	4 600	0,94
G. truncatulinoides	4 800	0,94
G. inflata	5 200	0,93

TABLEAU II.

Source : MNHN, Paris

Données du bilan	Océans	Indien	Atlantique	Pacifique
« C.C.D. » en mètres		4 900	5 500	4 500
Zone hors dissolution	Surface (en 10^6 km²)	12	14	20
	Quantité de calcaire fossilisé (en 10^6 T/an)	*180*	*210*	*300*
Zone de dissolution	Surface (en 10^6 km²)	30	45	58
	Quantité de calcaire fossilisé (en 10^6 T/an)	*220*	*340*	*480*
Quantité totale de calcaire fossilisé (en 10^6 T/an)		≃ 400	≃ 550	≃ 780

TABLEAU III. — Données utilisées pour l'établissement d'un bilan du calcaire dans les trois océans en se servant du modèle linéaire d'accumulation.

Plancton calcaire / Domaines	Foraminifères (en g/cm²/ 1 000 ans)	Coccolithophoridés (en g/cm²/ 1000 ans)	Flux moyen de $CaCO_3$ (en g/cm²/ 1 000 ans)
équatorial : bassin Indien central	0,4 à 0,6	1,4 à 1,6	2
subtropical : bassin de Madagascar	0,1 à 0,2	1 à 1,3	1,3
subtropical-subantarctique : nord du bassin de Crozet	≃ 0,05	2,5 à 3	2,8

TABLEAU IV. — Paléoproductivité en plancton à test calcaire pour la période récente dans différents domaines de l'océan Indien. (D'après Leclaire, ce volume).

Source : MNHN, Paris

Quantités Principaux constituants	Quantités arrivant dans l'eau de mer (en 10^6 T/an)	Quantités de Ca^{2+} associé (en 10^6 T/an)
SiO_2	426	43
SO_4^{2-}	367	153
CO_3^{2-}	438	292

TABLEAU V. — Origine des ions Ca^{2+} amenés annuellement dans les océans par les eaux de rivières. (D'après Garrels et McKenzie, 1971).

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LES DÉPOTS A RADIOLAIRES D'AGE PLIOCENE SUPÉRIEUR A PLÉISTOCÈNE DANS L'OCÉAN INDIEN CENTRAL : NOUVELLE ZONATION BIOSTRATIGRAPHIQUE

PAR

J. P. Caulet *

RÉSUMÉ

Une analyse des flux de dépôt en Radiolaires montre que ces débris constituent en général de 10 à 20 % du flux total en matériel accumulé dans l'océan Indien subtropical depuis à peu près 2 M.a. (en moyenne 10 mg/cm²/1000 ans sur environ 150 échantillons). L'examen détaillé de l'abondance et de la répartition de 32 espèces de Radiolaires conduit à établir une nouvelle zonation biostratigraphique découpée en 7 zones et 13 sous-zones pour la même période. Un essai de datation des limites de zones est tenté par comparaison avec des échelles isotopiques, de Foraminifères et de nannofossiles. 26 espèces ou morphotypes nouveaux sont décrits.

ABSTRACT

Rates of accumulation of Radiolarian debris are calculated from 150 sediment samples cored in the central Indian basin. They range between 10 and 30 mg/cm²/1000 y. during the last 2M. y. A seven-fold late Pliocene-Pleistocene stratigraphical sequence, based on the abundance and distribution of 32 radiolarian species, is recognized in the subtropical Indian sediments. 26 new morphotypes are described.

Les travaux réalisés dans l'océan Indien depuis le XIXe siècle indiquent qu'il y a des restes de Radiolaires dans à peu près tous les sédiments superficiels de cette région. Des mesures plus récentes (Petrushevskaya, 1971 a) montrent cependant que les dépôts les plus abondants sont restreints aux deux aires d'extension des ceintures de productivité tropicale et antarctique.

Pour s'en tenir à la zone tropicale, les observations réalisées au cours des legs 22, 23, 24 et 25 du D.S.D.P. signalent la présence très localisée de Radiolaires dans des sédiments d'âge Crétacé à Éocène. Elles mettent surtout en évidence l'apparition tardive des boues à Diatomées et Radiolaires dans la sédimentation instaurée à partir du Miocène moyen (Leclaire, 1974). D'une façon générale, la répartition, l'âge et l'importance réelle de ces accumulations sont encore mal définis.

En ce qui concerne l'utilisation biostratigraphique de ces Radiolaires, on doit à M. Petrushevskaya (1972) d'intéressantes observations sur l'extension « paléomagnétique » de quelques espèces. D'autre part, Nigrini (1971) et Riedel (1974) ont essayé d'adapter à cette région les zonations qu'ils avaient établies pour l'océan Pacifique. En fait, aucune échelle biostratigraphique complète et bien « datée » n'a pu être encore proposée. Grâce aux carottages réalisés au cours des missions « OSIRIS I »,

* Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

« OSIRIS III » et « NEMRODE » du « Marion Dufresne », de nouvelles observations peuvent être rassemblées pour apporter quelques réponses à toutes ces questions.

I. — LES DÉPÔTS A RADIOLAIRES

L'examen rapide d'une centaine de carottes disponibles montre qu'il y a des restes de Radiolaires dans tous les sédiments superficiels, carbonatés ou non, de l'océan Indien central. A première vue, ces débris sont plus abondants dans les diatomites brunes du bassin central que dans les boues carbonatées de la dorsale centrale ou de la ride du 90e Est. De la même façon, les boues rouges profondes plus au Sud de 16° Sud en paraissent dépourvues. La distribution apparente ainsi esquissée s'accorde tout à fait avec le schéma de répartition des Radiolaires (nombre de squelettes par gramme de sédiment) établi par Petrusbevskaya (1971 a).

La datation, même approchée, de ces sédiments de surface montre pourtant qu'ils ne sont pas du même âge et qu'ils ne se sont donc pas déposés avec une vitesse uniforme et constante (Leclaire *et al.*, 1976). Pour mieux connaître les modalités de dépôt des Radiolaires, il paraît donc nécessaire de chercher à évaluer la quantité de leurs débris fossilisée par unité de surface et de temps, c'est-à-dire leur flux.

C'est ce qui a été réalisé en continu sur deux carottes de la zone tropicale (MD 77157 et MD 77159) et pour quelques niveaux de 18 autres carottes (fig. 1). Les techniques utilisées ont été décrites antérieurement (Caulet, 1977, 1978). Les résultats sont exprimés par le tableau I.

Avant d'examiner ces résultats, il faut cependant rappeler que les flux de Radiolaires présentés ici n'ont qu'une valeur approchée en raison, d'une part, des difficultés rencontrées dans la datation des colonnes sédimentaires étudiées et, d'autre part, de la présence possible de hiatus dans la sédimentation. Pour pallier ces inconvénients, les carottes concernées ont fait l'objet d'analyses lithologiques aussi complètes que possible. Plusieurs échelles stratigraphiques (nannoflores, Radiolaires) ont été employées dans la mesure du possible (Denis-Clocchiatti *et al.*, sous presse ; Caulet, ce volume). Malgré ces précautions, il semble bien que les flux récents (pour les zones NN 20 et NN 21) sont sans doute plus « vrais » que ceux qui ont été calculés pour le Pléistocène inférieur et le Pliocène. Cependant, les résultats obtenus sont très cohérents.

On voit ainsi que le volume de Radiolaires fossilisés est uniformément peu important ; en général, moins de 0,010 g/cm²/1 000 ans, tout au moins pour les 15 derniers M.a. Sur 150 valeurs, 3 seulement s'écartent sensiblement de cette moyenne pour atteindre de 0,020 à 0,030 g/cm²/1 000 ans (MD 77213 ; MD 77215 ; MD 77221). Ces derniers flux caractérisent cependant des dépôts à nombreux Radiolaires remaniés qui rendent plus aléatoires les estimations quantitatives.

De toutes façons, les Radiolaires apparaissent comme un constituant peu important du sédiment puisque dans la plupart des cas ils représentent moins de 10 % du flux total de matériaux déposés.

En rapportant les valeurs de leurs flux à la répartition latitudinale des sites étudiés, on peut voir (fig. 2) que l'accumulation des tests est la plus forte au niveau même de la ceinture de productivité et plus particulièrement entre 4° S et 16 à 17° S, ce qui confirme les observations précédentes sur la répartition des matériaux biosiliceux (Leclaire, 1978). C'est aussi un autre indice qui montre que le facteur « productivité » l'emporte sur le facteur « dissolution ».

Les valeurs relativement plus faibles (moins de 0,001 g/cm²/1 000 ans) enregistrées entre 0° et 4° S et pour une période allant du Pliocène supérieur à nos jours peuvent être interprétées comme l'indice d'une productivité de surface plus basse. Effectivement, la ceinture actuelle est légèrement

Source : MNHN, Paris

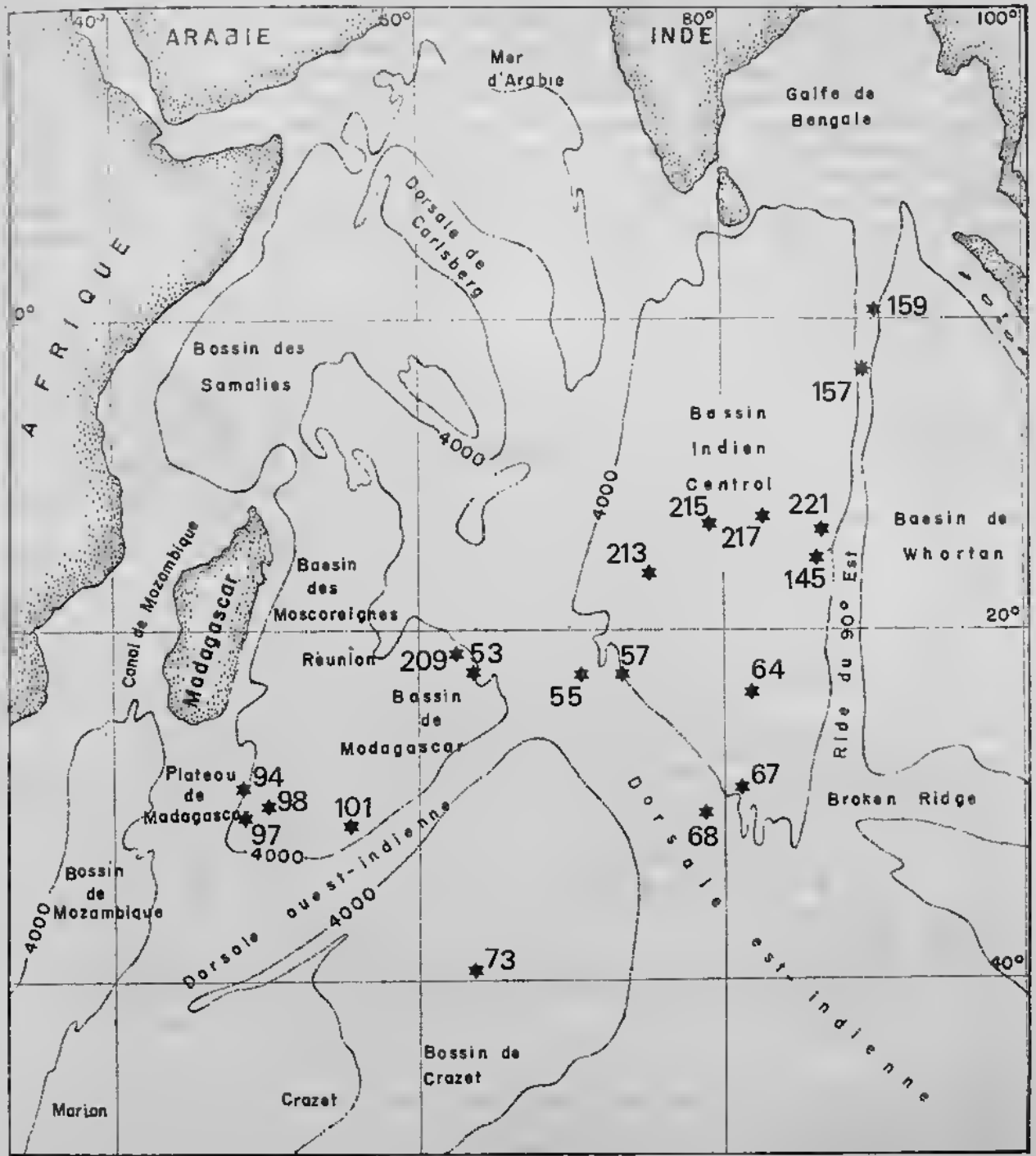


FIG. 1. — Répartition des carottes étudiées.

Source : MNHN, Paris

décalée vers le sud de l'Équateur (Atlas F.A.O., 1972). Cependant, de nombreux hiatus sont fréquemment observés dans le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur des sites étudiés (Caulet, 1978). Plus curieusement, les flux en Radiolaires mesurés pour les niveaux d'âge Pliocène inférieur-Miocène supérieur de ces latitudes sont plus élevés et à peu près identiques à ceux des latitudes plus méridionales (10 à 15° Sud). Ces observations paraissent indiquer une diminution locale des apports qu'on peut attribuer à un affaiblissement de la productivité *in situ*. On peut aussi les interpréter plus vraisemblablement en tenant compte du déplacement septentrional du fond océanique (Sclater, von der Borch *et al.*, 1974), comme un témoignage d'apports anciens effectués plus au Sud, sous une zone à plus haute productivité. L'absence de mesures pour des latitudes intermédiaires comprises entre 4° et 10° Sud ne permet pas, pour le moment, de résoudre ce problème, c'est-à-dire de savoir dans quelle mesure la ceinture de productivité a pu s'élargir ou se rétrécir au cours du Pliocène supérieur et du Quaternaire.

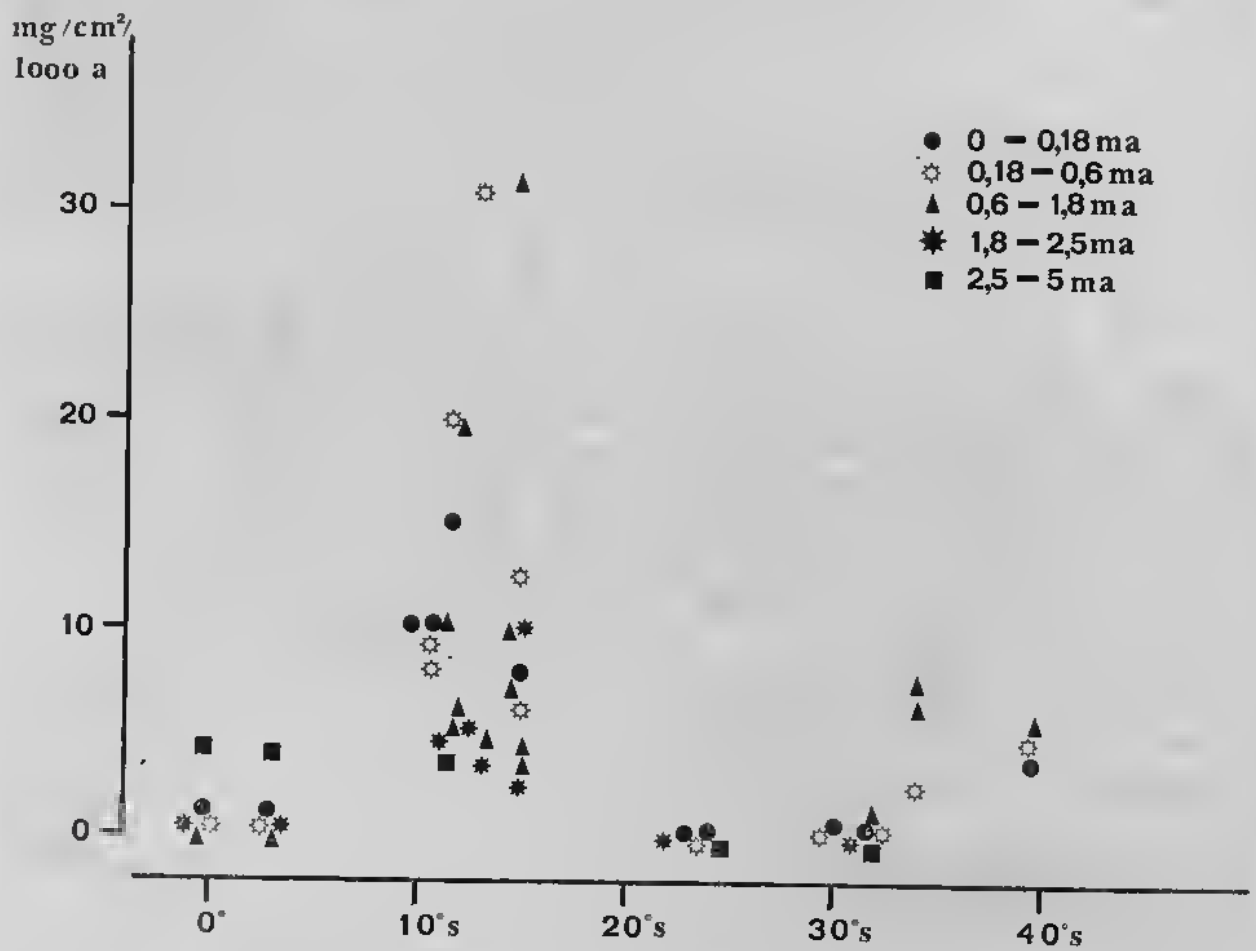


Fig. 2. — Distribution latitudinale des flux en Radiolaires.

Les flux estimés pour des zones situées entre 20° et 40° de latitude Sud indiquent de leur côté une légère augmentation des apports en Radiolaires depuis le Pléistocène inférieur ou moyen, ce qui confirme des observations précédentes (Caulet, 1977 ; 1978). A cette augmentation paraît également correspondre un accroissement des apports en zone subtropicale même, puisque les flux calculés pour les niveaux d'âge supérieur à 0,6 M.a. y sont en moyenne plus forts. Les incertitudes encore liées au mode de calcul des flux ne permettent cependant pas de vérifier cette hypothèse.

Pour en terminer avec les principales modalités de dépôt des Radiolaires dans les sédiments récents de l'océan Indien central, il faut encore souligner qu'aucune relation n'existe entre le flux en Radiolaires et la profondeur.

Source : MNHN, Paris

II. — RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES RADIOLAIRES

C'est C. Nigrini qui réalise en 1968 et publie en 1971 les premières observations sur la répartition stratigraphique de quelques Radiolaires dans le Quaternaire de la zone tropicale indienne. Parmi les nombreuses espèces recensées, huit formes dont deux nouvelles présentent des extensions limitées permettant de définir quatre zones. Aucune datation des limites de ces zones n'est malheureusement proposée. M. Petrushevskaya reprend la question en 1972 et définit l'apparition puis l'extinction de 17 autres espèces (dont une nouvelle) pour la même période. Elle distingue trois zones dans le Quaternaire et deux dans le Pliocène. Sans dater ces zones, elle les corrèle avec une échelle biostratigraphique à Diatomées proposée par Mukhina (1969) et avec la zonation classique à Radiolaires de Riedel et Sanfilippo (1971). Aucun âge, même approché, n'est fixé pour les événements observés.

La nécessité de dater les diatomites brunes à nodules de manganèse du bassin Indien central a été l'occasion, dès 1975, d'examiner le plus grand nombre possible de dépôts à Radiolaires et de tester les répartitions stratigraphiques déjà proposées. Pour affiner les possibilités de datation, les observations ont englobé toutes les espèces présentes. Une corrélation étroite a été tentée, lorsque le matériel s'y prêtait, avec les modifications des populations de nannofossiles et de Foraminifères (traduites dans ce cas par une analyse factorielle), de même qu'avec les fluctuations des marqueurs isotopiques.

Un bon exemple des résultats obtenus est présenté ici avec les observations effectuées sur une carotte de boue calcaire à organismes siliceux, de 17 m de long et d'âge Quaternaire :

— MD 73004 — 4°58,19 S — 61°38'76 E — 3 440 m (campagne « OSIRIS I » du « Marion Dufresne »).

Les âges absolus présentés pour certains niveaux de cette carotte sont basés sur l'analyse factorielle des Foraminifères comparée aux fluctuations de $\delta\ O^{18}\ O^{16}$. Ils sont commentés et publiés dans une note de M. Denis-Clocchiatti *et al.* (sous presse).

La composition des accumulations de Radiolaires a été évaluée, tous les 10 cm, par un relevé de toutes les espèces présentes sur une moyenne de 2 800 000 spécimens observés par niveau. La fréquence de chaque espèce a été estimée selon les critères habituels (fréquente, commune ou rare). Les déterminations spécifiques ont été effectuées avec le plus de précision possible, de façon à bien définir les divers morphotypes. La taxinomie proposée par M. Petrushevskaya a été, en général, suivie.

232 morphotypes, dont plusieurs sont nouveaux, ont été enregistrés. L'abondance et la répartition de chacun d'entre eux ont été évaluées. On a pu, ainsi, déterminer non seulement des apparitions et des extinctions, mais surtout des changements dans la composition globale des peuplements. Bien entendu, il n'est pas possible de présenter ici tous les résultats obtenus. Seuls, les événements les plus marquants sont figurés par les variations d'importance et d'âge de 36 morphotypes (fig. 3). Les espèces écartées ont, en général, une abondance et une extension stratigraphique non significatives dans le domaine étudié. D'autres, comme celles qui caractérisent les niveaux d'âge Plio-Pléistocène, sont laissées de côté en raison d'incertitudes sur leur apparition et leur évolution morphotypique.

Une attention spéciale a été portée aux problèmes de remaniement. La présence d'espèces déplacées d'âge Éocène est en effet signalée par M. Petrushevskaya (1972) dans les boues rouges de l'océan Indien tropical. L'observation des matériaux réunis pour cette étude le confirme nettement. Des restes de Radiolaires d'âge très variable sont mêlés, dans presque tous les niveaux, aux débris « autochtones ». Ils sont aisément reconnaissables quand ils sont très vieux (d'âge Éocène, Miocène inférieur). Il posent beaucoup de problèmes par contre, quand ils sont plus récents : de nombreux spécimens de *Spongaster pentas* existent ainsi dans le Pléistocène inférieur. Encore, aucun doute n'est-il permis dans ce cas. Il n'en va pas de même pour les espèces dont l'extension stratigraphique est toujours inconnue. Pour éviter au maximum les erreurs induites par le remaniement sur les niveaux d'extinction, il a été convenu de ne considérer comme limite supérieure d'une espèce que le dernier

Source : MNHN, Paris

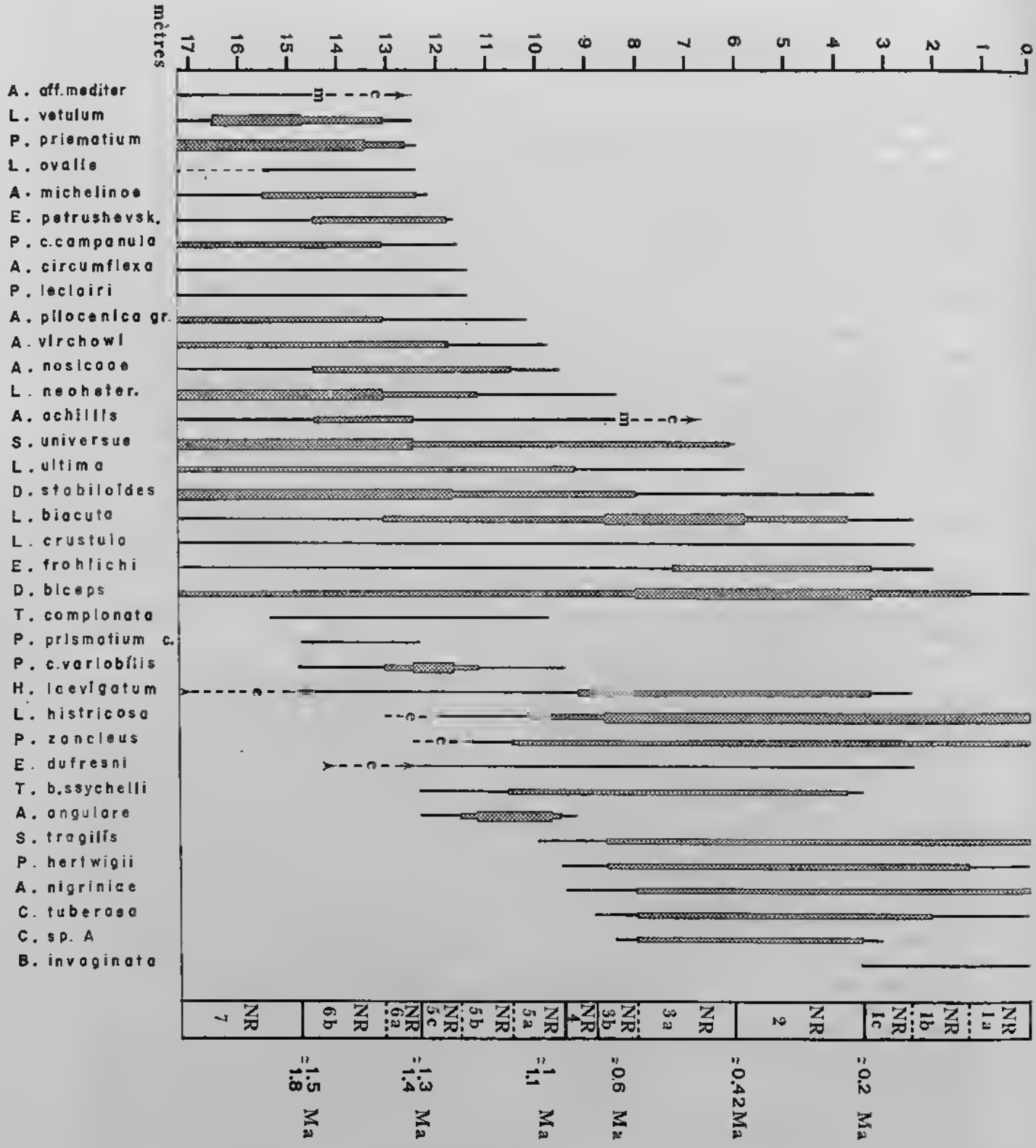


FIG. 3. — Nouvelle zonation biostratigraphique par les Radiolaires.

Source : MNHN, Paris

niveau où elle est présente après une diminution continue de son occurrence. Les apparitions sporadiques de spécimens isolés sont assimilées à des remaniements.

Pour plus de sûreté, les extensions stratigraphiques des divers morphotypes rencontrés en MD 73004 ont été testées sur une dizaine de carottes à lithologie variée du bassin Indien central.

Pour ces raisons, le découpage biostratigraphique proposé ici est surtout basé sur des apparitions.

Les âges estimés pour les événements considérés comme significatifs sont réunis dans le tableau II.

La première conclusion qu'on peut tirer de ces observations conduit à vérifier, dans ses grandes lignes, la zonation proposée par C. Nigrini.

A vrai dire, tout découpage en « zones » paraît bien artificiel si l'on considère l'étalement des apparitions et des extinctions. On peut cependant regrouper ces événements à l'intérieur de grandes tranches de temps pendant lesquelles la composition des populations de Radiolaires a subi peu de changements.

En numérotant chacune de ces « tranches » à partir de l'époque actuelle, on aboutit à la succession suivante :

1) Zone NR 1.

C'est à peu près l'équivalent de la zone à *Buccinosphaera invaginata* de C. Nigrini.

— Limite supérieure : époque actuelle ;

— Limite inférieure : (0,2 M.a.). Apparition de *Buccinosphaera invaginata* ; extinction de *Tricolospyris baconiana seychelli.*

Trois sous-zones peuvent être distinguées à l'intérieur de NR 1 :

— *NR 1 c.*

— Limite inférieure : (0,2 M.a.) ;

— Limite supérieure : (0,15 M.a.). Extinction de *Lyriospyris biacuta, Lithamphora crustula, Hexacontium laevigatum, Eucyrtidium dufresni.*

A la base de cette sous-zone, on trouve encore quelques restes de *Desmospyris biceps stabiloides* et de *Collosphaera sp. A* qui disparaissent respectivement vers 0,19 M.a. et 0,18 M.a.

— *NR 1 b.*

— Limite inférieure : limite supérieure de NR 1 c ;

— Limite supérieure : (0,075 M.a.). Raréfaction de *Desmospyris biceps biceps* et de *Pterocorys hertwigii.*

Disparition de *Eucyrtidium frohlichi* vers 0,125 M.a.
Raréfaction de *Collosphaera tuberosa* à partir de 0,125 M.a.

— *NR 1 a.*

— Intervalle compris entre NR 1 b et l'époque actuelle.

Remarques :

Seule la base de NR 1 paraît devoir être établie avec une bonne approximation. L'âge proposé ici est très voisin de celui (210 000 ans ± 20 000 ans B.P.) observé par Knoll et Johnson (1975). Bien que l'extinction de *Collosphaera sp. A* ne coïncide apparemment pas ici avec l'apparition de *B. invaginata*, comme l'avaient signalé ces auteurs, on peut voir cependant que les restes de *Collosphaera sp. A* deviennent très rares au-dessus de 0,2 M.a. Le découpage de NR 1 en trois sous-zones est plus subjectif et traduit surtout l'étagement de trois types de peuplements.

Source : MNHN, Paris

2) Zone NR 2.

Elle correspond à la partie supérieure de la zone à *Collosphaera tuberosa* de C. Nigrini.

— Limite supérieure : base de la NR 1 (apparition de *B. invaginata*) ;

— Limite inférieure : (0,42 M.a.). Extinction de *Stylatractus universus* et de *Lithomelissa ultima.*

Cette limite est exceptionnellement basée sur une extinction car c'est l'une des mieux connue en ce qui concerne les Radiolaires (voir Morley et Shackleton, 1978). L'âge obtenu ici correspond à peu près à celui (425 000 ans B.P.) retenu par ces auteurs.

Aucune sous-zone n'a été définie dans NR 2 en raison de l'homogénéité des populations.

3) Zone NR 3

On peut l'assimiler à la partie la plus ancienne de la zone à *Collosphaera tuberosa* de C. Nigrini.

— Limite supérieure : base de la NR 2 (extinction de *S. universus*) ;

— Limite inférieure : (0,6 à 0,65 M.a.). Apparition de *Collosphaera tuberosa*, disparition de *Lamprocyclas neoheteroporos.*

L'apparition de *Collosphaera sp. A* est assez difficile à préciser en raison des incertitudes pesant sur la définition de ce morphotype. Elle paraît, ici, ultérieure de peu à celle de *C. tuberosa.*

La base de cette zone se marque également par des variations d'abondance. Deviennent ainsi plus nombreuses les espèces suivantes : *Pterocorys hertwigii, Stylatractus fragilis, Lophophaena histricosa, Lyriospyris biacuta.* Vers ce niveau se situe également une évolution très nette des spécimens représentant l'espèce *Anthocyrtidium achillis.*

Deux sous-zones de durée inégale peuvent être distinguées :

— *NR 3 b.*

— Limite inférieure correspondant à celle de NR 3 ;

— Limite supérieure (0,55 M.a.) marquée par des changements dans la fréquence de certaines espèces : *Collosphaera sp. A, Collosphaera tuberosa, Anthocyrtidium nigriniae* et *Desmospyris b. biceps* deviennent communes ; *Desmospyris b. stabiloides*, au contraire, se raréfie.

— *NR 3 a.*

Cette sous-zone comprise entre NR 3 b et NR 2 a beaucoup d'affinités avec NR 2. Elle ne s'en distingue que par la présence de *Stylatractus universus* et l'accroissement des restes de *Eucyrtidium frohlichi.*

4) Zone NR 4.

Cet intervalle est à peu près assimilable à la zone à *Amphiropalum ypsilon* de C. Nigrini.

— Limite supérieure : base de la NR 3 ;

— Limite inférieure : apparition de *Anthocyrtidium nigriniae* et *Pterocorys hertwigii.*

Aucun âge absolu ne peut, pour le moment, être attribué à la limite inférieure de NR 4, en raison de son occurrence dans une passée condensée, probablement avec hiatus, de la carotte MD 73004 (Denis-Clocchiatti *et al.*, sous presse). Elle doit se situer entre 0,6 et 1 M.a.

Concurremment avec les apparitions de *A. nigriniae* et *P. hertwigii*, le début de NR 4 est marqué par l'extinction de *Pterocorys campanula variabilis* et *Anthocyrtidium nosicaae.*

L'extinction de *Anthocyrtidium angulare* intervient plus récemment, mais sa fréquence diminue très sensiblement dès la base de NR 4.

Source : MNHN, Paris

5) Zone NR 5.

Elle correspond à peu près à la zone à *Anthocyrtidium angulare* de C. Nigrini.

— Limite supérieure : base de la NR 4 ;

— Limite inférieure : (1,3 à 1,4 M.a.). Apparition de *Anthocyrtidium angulare*, *Tricolospyris baconiana seychelli* et *Eucyrtidium dufresni* ; extinction de *Pterocanium prismatium*, *Lamprocyclas vetulum*, *Lyriospyris ovalis*.

De nombreuses autres modifications interviennent dans la composition des populations : apparition des premières formes évolutives de *Pterocorys zancleus* et *Lophophaena histricosa* ; raréfaction de *Anthocyrtidium michelinae* et *Anthocyrtidium achillis*.

Remarques :

— L'âge de l'extinction de *P. prismatium* a été originellement fixé entre 1,8 et 1,6 M.a. dans la mesure où l'extinction survenait à la fin ou un peu au-dessus de l'événement « Olduvai » (Hays *et al.*, 1969). Dans ce cas, l'âge obtenu ici pour la base de NR 5 serait de 1,6 M.a. En tenant compte des modifications générales des populations de nannoflores et de Foraminifères, ainsi que de la possibilité d'une confusion entre l'événement « Gilsa » et l'événement « Olduvai » (Grommé et Hay, 1971), B. U. Haq, W. Berggren et J. Van Couvering (1977) fixent la limite Plio-Pléistocène à 1,6 M.a. Dans ce cas, l'extinction de *P. prismatium* paraît devoir être fixée entre 1,3 et 1,4 M.a.

— *L. vetulum* est peu abondant et mal défini dans les matériaux examinés. Son extinction est fixée provisoirement à la base de la NR 5.

— Les observations faites sur l'extension de *Amphiropalum ypsilon* et *Lamprocyclas cranoides* (= *Theocorythium trachelium*) ne coïncident pas avec celles de C. Nigrini. La première forme a été laissée de côté en raison de ses rapports mal élucidés avec *A. virchowi* et *A. wyvilleanum*. La seconde est aussi abondante dans le Pliocène supérieur que dans le Quaternaire.

On peut découper la zone NR 5 en trois intervalles :

— *NR 5 c.*

— Limite inférieure : base de la NR 5 ;

— Limite supérieure : (1,1 à 1,2 M.a.). Apparition des premiers morphotypes caractéristiques de *Pterocorys zancleus*, abondance d'*Anthocyrtidium angulare* ; extinction de *Pterocorys c. campanula* et de *Anthocyrtidium circumflexa* ; raréfaction de *Desmospyris stabiloides* et de *Lithomelissa ultima*.

— *NR 5 b.*

— Limite inférieure : limite supérieure de NR 5 c ;

— Limite supérieure : (1,0 à 1,1 M.a.). Abondance de *Tricolospyris b. seychelli*, *Pterocorys zancleus* ; raréfaction de *Anthocyrtidium nosicaae*.

L'âge proposé pour la limite supérieure est provisoire.

— *NR 5 a.*

— Intervalle compris entre NR 5 b et NR 4. Au cours de cette sous-zone apparaissent les premiers spécimens de *Stylatractus fragilis*. Deux morpbotypes encore mal connus comme *Anthocyrtidium pliocenica gr.* et *Tricolospyris b. complanata* disparaissent également.

5) Zone NR 6.

— Limite supérieure : base de la zone NR 5 ;

— Limite inférieure : (1,5 à 1,6 M.a.). Apparition de *Pterocorys campanula variabilis*, évolution morphotype de *Hexacontium laevigatum* et de *Actinomma aff. mediterranensis*.

Source : MNHN, Paris

A ces évènements correspondent des modifications de la population : apparition en masse de *Anthocyrtidium michelinae*, *Anthocyrtidium nosicaae*, *Anthocyrtidium achillis*.

Pendant cet intervalle, on note une raréfaction de *Lamprocyclas vetulum* et la présence des première formes évolutives vers *Eucyrtidium dufresni*.

La composition des peuplements se modifiant durant cette période, on peut la scinder en deux sous-zones.

— *NR 6 b.*

— Limite inférieure : limite inférieure de NR 6 ;

— Limite supérieure : (1,4 à 1,5 M.a.). Apparition des premières formes évolutives de *Lophophaena histricosa* ; diminution en masse de *Lamprocyclas vetulum*, *Pterocorys c. campanula*, *Anthocyrtidium pliocenica gr.*, *Lamprocyclas neoheteroporos*, occurrence plus fréquente de *Lyriospyris biacuta* et *Pterocorys c. variabilis*.

— *NR 6 a.*

C'est le dernier intervalle avant le grand changement dans la composition des peuplements qui intervient à la base de la NR 5.

III. — SYSTÉMATIQUE

La description systématique présentée ici concerne uniquement les espèces, sous-espèces et combinaisons nouvelles qui sont précédemment utilisées pour la définition des zones biostratigraphiques.

La taxinomie retenue est le résultat d'un compromis entre les mises au point les plus récentes. Les espèces et genres sont donnés par ordre alphabétique à l'intérieur des familles. Les holotypes sont déposés dans les collections du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris.

Nassellaria.

— Cyrtida Haeckel, 1862, emend. Petrushevskaya, 1971 b.

• Famille des Lampromitridae Haeckel, 1881.

Genre *Pseudodictyophimus* Petrushevskaya, 1971 b, p. 91.

Espèce-type : *Dictyophimus gracilipes* Bailey, 1856, fig. 8.

Discussion in Petrushevskaya, 1971, p. 91.

Pseudodictyophimus leclairi nov. sp. (pl. I, fig. 1).

Pseudodictyophimus avec un céphalis nettement séparé du thorax et des pieds latéraux dirigés verticalement et non latéralement. Probablement forme ancêtre de *P. gracilipes* groupe. Nouvelle espèce dédiée à L. Leclaire, bien connu pour ses travaux sur les sédiments de l'océan Indien.

Miocène Inférieur à Pliocène supérieur. (Limite inférieure révisable).

Holotype : M.H.N.P. MD 73004 — X — 0,05 (1).

• Famille des Lophophaenidae Haeckel, 1881.
emend. Petrushevskaya, 1971 b.

Genre *Lithomelissa* Ehrenberg, emend. Petrushevskaya, 1971, p. 90.

Espèce-type : *Lithomelissa microptera* Ehrenberg, 1854, pl. 44, fig. 3.

Discussion in Petrushevskaya, 1971, p. 90-91.

Source : MNHN, Paris

Lithomelissa ultima nov. sp. (pl. I, fig. 2, 3).

Coque à deux segments bien marqués. Suture relativement peu marquée entre le céphalis et le thorax. Actine A libre dans la cavité céphalique, se prolongeant à l'extérieur par une forte corne apicale. Actines L également prolongées en fortes cornes horizontales externes.

Miocène inférieur à Pliocène supérieur. (Limite inférieure révisable).

Holotype : M.H.N.P. — MD 73004 — X — 0,74 (1).
MD 73004 — X — 0,05 (1).
MD 73004 — X — 1,29 (2).

• Famille des Artostrobiidae Riedel, 1967.
emend. Foreman, 1973.

Genre *Botryostrobus* Haeckel, 1887, p. 1475, emend. Nigrini, 1977, p. 243.

Espèce-type : *Lithostrobus botryocyrtis* Haeckel, 1887, pl. 79, fig. 18-19.

Discussion in Nigrini, 1977, p. 243-246.

Botryostrobus bramlettei (Campbell et Clark) groupe emend. Caulet.

C. Nigrini a revu et rediscuté à peu près tous les morphotypes à quatrième segment développé, qu'elle regroupe dans l'espèce *B. bramlettei*. *B. tumidulus* (Bailey) est néanmoins rattaché à *B. aquilonaris* (Bailey) en raison de son extension stratigraphique différente. Il paraît cependant plus naturel de regrouper *B. tumidulus* avec *B. bramlettei*, en raison de la structure de la coque (absence de pores tubulaires et surtout sutures intersegmentaires marquées).

Les nombreux spécimens retrouvés dans les sédiments néogènes et quaternaires de l'océan Indien m'incitent à proposer la subdivision suivante, basée sur des différenciations morphologiques et stratigraphiques. L'ancêtre commun étant sans doute *B. bramlettei*, son nom est donné au groupe entier bien que sa désignation soit postérieure à celle de *B. tumidulus* (voir fig. 4).

a) *Botryostrobus bramlettei bramlettei* (Campbell et Clark) nov. comb. (pl. I, fig. 8).

Lithomitra bramlettei Campbell et Clark, 1944, p. 53, pl. 7 (fig. 10-14).

Discussion in Nigrini, 1977, p. 248-249.

Le cinquième segment est très réduit par rapport au quatrième. Sutures intersegments peu marquées.

Miocène moyen (Cannartus pettersonni Z.) à base du Miocène supérieur (Stichocorys peregrina Z.).

b) *Botryostrobus bramlettei costatus* (Stöhr) nov. comb. (pl. I, fig. 4).

Dictyomitra costata Stöhr, 1880, pl. 3, fig. 23.

Le quatrième segment est toujours le plus large, mais il est moins haut (3 à 4 rangées de pores). Abdomen bien marqué. Cinquième segment et suivants tubulaires.

Miocène supérieur (Stichocorys peregrina Z.) à Pliocène inférieur (Spongaster pentas Z.).

Fréquent en Méditerranée, rare dans l'océan Indien tropical.

c) *Botryostrobus bramlettei pretumidulus* nov. ssp. (pl. I, fig. 5).

Le quatrième segment est toujours prépondérant mais sa hauteur est moins forte comme chez *B. b. costatus*. A la différence de cette sous-espèce, le cinquième segment est bien différencié et l'abdomen moins important.

A cet égard *B. b. pretumidulus* paraît faire la liaison avec *B. seriatus* (Jörgensen) qui en serait issu par dilatation du 5e segment et *B. b. tumidulus* (Bailey) où le 3e segment s'atrophie.

Pliocène. (Limite inférieure révisable).

Hypotype : M.H.N.P. — M. Al. 1 — (2).

Source : MNHN, Paris

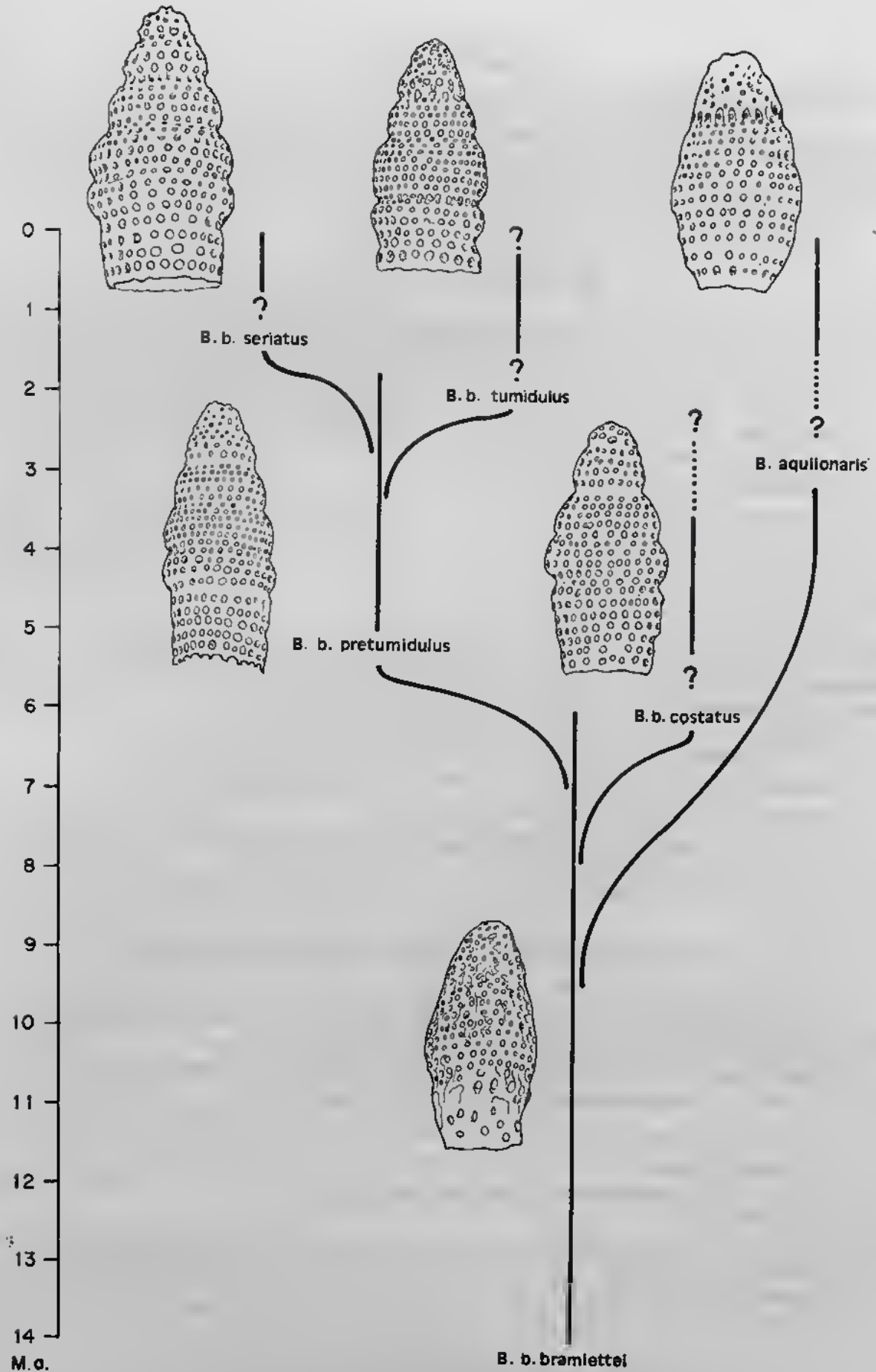


FIG. 4. — Schéma évolutif du groupe *Botryostrobus bramlettei*.

Source : MNHN, Paris

d) *Botryostrobus bramlettei tumidulus* (Bailey) nov. comb. (pl. I, fig. 9).

Eucyrtidium tumidulum Bailey, 1856, p. 5, pl. 1, fig. 11.

Quatrième segment prépondérant en largeur et en hauteur. Troisième et cinquième segments réduits. Sutures entre les segments bien marquées. Cette dernière caractéristique et la hauteur du 5e segment, qui porte 6 à 7 rangées de pores, différencient nettement *B. b. tumidulus* et *B. aquilonaris*. Cette dernière forme a, de plus, un céphalis beaucoup plus discret et des pores tubulaires particuliers à la base du thorax (pl. I, fig. 7).

Pliocène supérieur à Pléistocène moyen.

B. b. tumidulus ne semble pas jusqu'à présent avoir été formellement reconnue dans le plancton, au contraire de *B. seriatus* (Jörgensen). Étant surtout abondante dans les sédiments des zones intermédiaires (Atlantique Nord, océan Indien austral), cette espèce devrait être observée dans le plancton profond si elle est vivante. Sa répartition paraît plus large que celle de *B. aquilonaris* caractéristique surtout des hautes latitudes (= *B. tumidulus* de Petrushevkaya et Bjorklund, 1974).

Genre *Lithamphora* Popofsky, 1908, p. 294, emend. Petrushevskaya, 1972a, p. 539.

Espèce-type : *Lithomphora furcaspiculata* Popofsky, 1908, pl. 36, fig. 6-8.

Description et discussion in Petrushevskaya et Koslova, 1972a, p. 539.

C. Nigrini, de son côté (1977, p. 254) réserve ce genre pour les Artostrobiidae antarctiques et répartit les espèces entre les genres *Phormostichoartus* Campbell et *Siphocampe* Haeckel qu'elle redéfinit. En fait, cette solution ne permet pas de bien classer toutes les formes comme C. Nigrini le remarque elle-même. C'est sans doute que le choix entre les différents éléments de la morphologie (tube apical, pores, segments) servant de support à la caractérisation du genre n'est pas encore fixé. Dans le cas des formes étudiées ici, ni l'une ni l'autre ne peuvent être classées dans les cadres génériques définis par C. Nigrini. C'est pourquoi j'ai gardé pour elles, provisoirement, le genre *Lithamphora*.

Lithomphora crustula nov. sp. (pl. II, fig. 1).

Petite *Lithamphora* constituée de trois segments à peine différenciés. Céphalis et thorax, à trois rangées horizontales de pores, confondus. Tube vertical soudé au thorax. Abdomen renflé terminé par une ouverture légèrement rétrécie, bordée de péristome non perforé.

Pliocène supérieur à Pleistocène supérieur ? (Non encore observé dans le plancton).

Holotype : M.H.N.P. — Q.A.K. 127 — 1,72 (1).

Plus fréquent dans l'Atlantique Nord et l'océan Indien austral.

Lithomphora caryoforma nov. sp. (pl. II, fig. 2).

? *Siphocampe corbula* Riedel et Sanfilippo, 1971, pl. 1 H, fig. 26-27.

Petite *Lithamphora* à trois segments. Céphalis et thorax soudés avec tube vertical incliné sur le thorax. Abdomen rétréci en tube très court avant l'ouverture. Cette espèce se distingue de la précédente, dont elle est peut-être l'ancêtre, par une suture lombaire plus nette et une ouverture non rétrécie.

Miocène supérieur à Pliocène supérieur.

Holotype : M.H.N.P. — MD 77157 — III — 0,30 (1).
MD 73004 — 10,00 (2).

• Famille des Neosciadocapsidae Pessagno, 1969.

Genre *Eucecrypholus* Haeckel, 1860, p. 836.

Espèce type : *Eucecrypholus gegenbaueri* Haeckel, 1862, pl. 5, fig. 12-15.

Eucecrypholus petrushevskaae nov. sp. (pl. II, fig. 3).

Source : MNHN, Paris

Eucecryphalus sp. Petrushevskaya et Koslova, 1972, p. 540, pl. 33, 6g. 6-7-8.

Ce morphotype a été décrit par Petrushevskaya en 1972. Son extension stratigraphique maintenant précisée permet d'en faire une espèce bien caractéristique qui est naturellement dédiée à Maria Petrushevskaya.

Pliocène supérieur et Pléistocène inférieur.

Holotype : M.H.N.P. — MD 73004 — X — 1,29 (2).

• Famille des Pterocoryidae Haeckel, 1881,
emend. Riedel, 1967, p. 269.

Genre *Anthocyrtidium* Haeckel, 1881, p. 431, emend. Petrushevskaya, 1972, p. 545.

Espèce-type : *Phormocampe campanula* Haeckel, 1887, pl. 77, 6g. 13.

Description in Petrushevskaya et Koslova, 1972, p. 545.

Anthocyrtidium achillis Haeckel, nov. comb. (pl. II, fig. 4).

Sethocorys achillis Haeckel, 1887, pl. 62, 6g. 8.

Petite forme d'*Anthocyrtidium*. Thorax ovoïde terminé par un péristome rétréci avec moins d'une dizaine d'indentations. Pores arrondis disposés en désordre. Actives L prolongées par de petites ailes peu marquées.

Pliocène supérieur à Pleistocène moyen.

Anthocyrtidium michelinae nov. sp. (pl. II, fig. 8, 9).

Anthocyrtidium à thorax campanuliforme, largement évasé vers le bord. Ouverture inférieure large bordée d'un péristome mince non denticulé. Aucune épine sur le thorax, mais sommet du céphalis et corne apicale crénelés. Actines L et D prolongées à mi-thorax par des indentations de la paroi externe.

Probablement forme intermédiaire entre une forme du Miocène supérieur non encore décrite et *A. nigriniae*.

Pliocène supérieur (limite inférieure révisable).

Espèce dédiée à M. Cloccchiatti, bien connue pour ses travaux sur les sédiments pélagiques carbonatés de l'océan Indien.

Holotype : M.H.N.P. — MD 73004 — IX — 13,40 (2) et MD 73004 — 15,10 (1).

Anthocyrtidium nosicaae, nov. sp. (pl. II fig. 6).

? *Anthocyrtidium sp.* Petrushevskaya, 1974, pl. 2, fig. 2.

Morphotype assez semblable à celui de *A. ovata* (Haeckel) dont il se distingue par une coque plus cylindrique et surtout par un péristome tubulaire prolongé par des dents très développées.

Pliocène supérieur à Pleistocène moyen dans la zone tropicale.

Espèce nommée en souvenir de la campagne MD 06 du « Marion Dufresne » au cours de laquelle elle fut observée.

Holotype : M.H.N.P. — MD 75 AET 02 — 0,70.
MD 73004 — 17,30.

Anthocyrtidium sp. A (pl. III, 6g. 1).

Un seul spécimen de ce nouveau morphotype a pu être observé dans le Pleistocène inférieur de la carotte MD 73004. Coque campanuliforme surmontée d'une corne apicale très robuste et crénelée. Pores de taille variable disposés en désordre. Rares épines en bordure du péristome.

Source : MNHN, Paris

Aucune limite biostratigraphique précise ne peut être proposée : peut-être s'agit-il d'une forme remaniée vu sa robustesse ?

Genre *Pterocorys* Haeckel, 1881, p. 435.

Espèce-type : *Pterocorys campanula* Haeckel, 1887, pl. 71, fig. 3.

Description in Petrushevskaya et Koslova, 1972, p. 545.

Dans un article de 1972, Petrushevskaya distingue deux formes différentes regroupées dans l'espèce *P. campanula* et auxquelles elle attribue une distribution stratigraphique différente. Sanfilippo et Riedel, 1974, donnent dans leur étude des Radiolaires du Leg 24, deux figures correspondant à deux morphotypes qu'ils dénomment *Pterocorys* sp. aff. *P. hertwigii*. Ces deux morphotypes observés dans le site 77 B du Leg 9 correspondent en fait aux deux formes de *P. campanula* et leur distribution stratigraphique est différente. Toutes ces observations m'ont incité à reprendre l'étude fine de ce groupe d'espèces et à scinder l'espèce *Pterocorys campanula* en deux sous-espèces, les différences morphologiques étant faibles.

Rappelons tout d'abord que *P. campanula*, à la différence de *P. hertwigii*, a des « ailettes » prononcées mais, surtout, pas de rides sur le troisième segment.

Pterocorys campanula campanula (Haeckel) (pl. III, fig. 3, 6).

Pterocorys campanula Haeckel, 1887, pl. 71, fig. 3.

Pterocorys sp. aff. *P. hertwigii*, Sanfilippo et Riedel, 1974, pl. 4, fig. 1.

Pterocorys à ailettes très prononcées s'incurvant horizontalement à mi-bauteur du thorax. Abdomen très évasé dès la suture lombaire. Rares rides sur le thorax.

Pliocène supérieur (limite inférieure révisable).

Pterocorys campanula variabilis nov. s. sp. (pl. III, fig. 2, 5).

Pterocorys sp. aff. *P. hertwigii* Sanfilippo et Riedel, 1974, pl. 4, fig. 1.

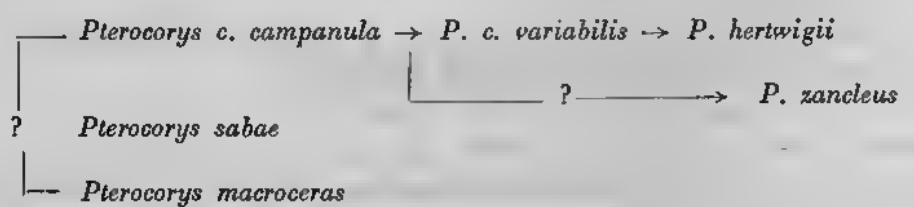
Forme plus étroite, plus cylindrique que la précédente. Les ailettes sont beaucoup plus discrètes et descendent en général jusqu'à la suture lombaire. Les dimensions générales sont plus petites.

Pleistocène inférieur.

Hypotype : M.H.N.P. — MD 73004 — 13,40 — L-24.
MD 73004 — 10,60 — C-50-3.

Remarques :

La répartition de ces morphotypes et des espèces voisines peut conduire à l'interprétation évolutive suivante :



• Famille des Lychnocaniidae Haeckel, 1881.

Genre *Pterocanium* Ehrenberg 1847, p. 54.

Espèce-type : *Pterocanium proserpinae* Ehrenberg, 1872, pl. 11, fig. 22.

Pterocanium prismatium Riedel, forme courte (pl. III, fig. 7).

Source : MNHN, Paris

L'examen de nombreux sédiments déposés aux alentours de la limite Plio-Pleistocène a permis de distinguer à côté des morphotypes habituels de *P. prismatium* d'autres formes plus courtes, moins hautes.

Ces formes tronquées sont intéressantes du point de vue biostratigraphique puisqu'elles s'étagent entre 1,5 et 1,3 M.a. à peu près. Elles ne donnent malheureusement pas, pour le moment, d'indications nouvelles sur les relations entre *P. prismatium* et le groupe complexe de *P. trilobum* et *P. praetextum*.

• Famille des Eucyrtidiidae Ehrenberg, 1847.

Genre *Eucyrtidium* Ehrenberg 1847, p. 57.

Espèce-type : *Lithocampe acuminata* Ehrenberg, 1844 ; 1854, pl. 22, fig. 27.

Discussion dans Petrushevskaya et Koslova, 1972, p. 548 et dans Petrushevskaya, 1975, p. 581.

Eucyrtidium dufresni n. sp. (pl. III, fig. 8, 9).

Eucyrtidium à grand thorax et à forte corne apicale carénée. Petits pores très nombreux sur toute la coque, disposés en rangées verticales sur le thorax et horizontales sur les segments post-thoraciques. Ces derniers sont en général moins hauts que le thorax.

Pliocène et Pleistocène inférieur.

Holotype : MD 73004 — X — 0,05.

Cette espèce est nommée en souvenir du « Marion Dufresne », navire océanographique et de relève des Terres Australes et Antarctiques Françaises.

Eucyrtidium frohlichi n. sp.

? *Theocyrtis turris*, Cleve, 1901, p. 12, pl. IV, fig. 7 (pl. IV, fig. 1, 2, 3).

Eucyrtidium de petite taille, à grand thorax. En général, trois segments seulement bien conservés. Nombreux petits pores disposés en rangées verticales sur toute la coque à part la base de l'abdomen et les segments suivants.

Pliocène supérieur à Pleistocène moyen, en zone tropicale.

Holotype : M.H.N.P. — MD 75 AET 07 — 0,70.

Les actines L et D de cette espèce sont prolongées par des renflements à la surface du thorax. Ces renflements paraissent plus marqués sur les spécimens d'âge Pliocène, sans que ce soit une règle absolue.

Espèce dédiée à F. Frohlich, bien connu pour ses travaux sur les boues rouges de l'océan Indien.

Eucyrtidium indiensis nov. sp. (pl. IV, fig. 5).

Eucyrtidium à petit thorax, fusiforme. Pores nombreux et assez grands disposés en files longitudinales sur la majeure partie de la coque. Céphalis distinct du thorax.

Miocène supérieur à Pleistocène inférieur, en zone tropicale.

Holotype : M.H.N.P. — MD 75 AET 07 — 0,10.

Des formes voisines de ce morphotype sont retrouvées dans le Pliocène et le Miocène supérieur. Elles présentent une allure générale plus évasée, un peu voisine de celle qu'offre l'espèce *E. acuminatum octocolum* (Haeckel). Ces formes (pl. IV, fig. 4) sont néanmoins rattachées à *E. indiensis* car elles n'ont pas le petit thorax caractéristique du groupe *E. acuminatum*

Source : MNHN, Paris

— Spyrida Ehrenberg, 1847, emend. Petrushevskaya 1971 a.

• Famille des Acanthodesmiidae Haeckel, 1862.

Genre *Trycolospyris* Haeckel.

Tricolospyris Haeckel, 1881, p. 44.

Espèce-type *T. kantiana* Haeckel, 1887, pl. 88, fig. 10.

Description in Petrushevskaya et Koslova, 1972, p. 533.

Tricolospyris baconiana Haeckel groupe.

En 1972, Goll redonne une description de l'espèce qu'il subdivise en trois sous-espèces. Parmi ces dernières, la plus caractéristique et la plus fréquente est *T. b. baconiana*. Dotée par cet auteur d'une grande extension stratigraphique (*O. penultimus* Z à Holocène), cette sous-espèce englobe, après un examen approfondi, toute une série de morphotypes comprenant des formes anciennes à complexe sagittal interne et d'autres, plus récentes, à anneau sagittal externe. D'un autre coté, l'allure générale peut être globuleuse comme dans les hypotypes choisis par Goll, mais on rencontre aussi des spécimens à lobes céphaliques et galeas hypertrophiés (pl. IV, fig. 9). L'extension stratigraphique de chacun de ces morphotypes étant encore mal connue, on décrira ici seulement deux d'entre eux :

a) *Tricolospyris baconiana srychelli* nov. ssp. (pl. V, fig. 4, 7).

T. baconiana de petite taille à anneau sagittal externe. Galea atrophiée, extrêmement réduite. Pores sagittaux très développés recouverts d'un solide treillis.

Lobes céphaliques et thorax peu prononcés découpés de pores étroits et peu nombreux.

Pleistocène inférieur à Pleistocène moyen.

Hypotypes : M.H.N.P. — MD 73004 — V — 0,50.
M.H.N.P. — MD 73004 — 10,60.

b) *Tricolospyris baconiana complanata* nov. ssp. (pl. V, fig. 5).

Tricolospyris baconiana baconiana (Goll) pro. parte, 1972, pl. 2, fig. 4 à 8.

T. baconiana de contour général arrondi et de forme aplatie. Galea non distincte des lobes céphaliques. Thorax réduit et à base aplatie. Rare.

Pliocène supérieur. (La forme figurée par Goll est de même âge).

Hypotype : M.H.N.P. — MD 73004 — X1 — 16,00.

• Famille des Triospyrididae Haeckel, 1881,
emend. Petrushevskaya, 1971.

Genre *Desmospyris* Haeckel, 1881, p. 443.

Espèce-type : *Desmospyris mammilata* Haeckel, 1887, pl. 83, fig. 14.

Description in Petrushevskaya et Koslova, 1972, p. 531.

Desmospyris biceps (Ehrenberg) groupe.

Dans l'espèce *Phormospyris stabilis stabilis*, Goll regroupe, en 1976, toute une série de Triospyrididae à céphalis biloculaire et thorax plus ou moins développé, rencontrés dans des sédiments superficiels non datés et supposés subactuels.

La plupart de ces formes doivent d'abord être rattachées à l'espèce *Lithobotrys biceps* décrite

Source : MNHN, Paris

par Ehrenberg en 1872 (pl. 9, fig. 23). L'examen de plusieurs carottes bien datées de l'océan Indien indique ensuite que chacun des principaux morphotypes regroupés possède une répartition stratigraphique propre. Ce qui conduit à proposer la division en sous-espèces suivantes :

a) *Desmospyris biceps stabilis* (Goll) (pl. IV, fig. 7).

Dendrospyris stabilis Goll, 1968, p. 1422-1423, pl. 173, fig. 16-18-20.

Cette sous-espèce rassemble les formes à anneau sagittal interne, céphalis anguleux et thorax plus étroit.

Néogène terminal (Miocène moyen à Pliocène inférieur) de la zone tropicale.

b) *Desmospyris biceps stabiloides* (Petrushevskaya) (pl. IV, fig. 8).

Desmospyris stabiloides Petrushevskaya, 1972b, fig. 1, n° 14.

D. biceps à anneau sagittal externe, céphalis globulaire et thorax aussi large. Pliocène supérieur à Pleistocène moyen.

c) *Desmospyris biceps biceps* (Ehrenberg) (pl. VI, fig. 9).

Lithobotrys biceps Ehrenberg, 1972, pl. 9, fig. 23.

Forme générale plus petite que chez les autres sous-espèces. Pores moins nombreux et regroupés en ordre autour de l'anneau sagittal externe. Céphalis généralement arrondi, mais parfois rétréci vers le sommet (pl. V, fig. 1).

Actine A prolongée extérieurement par une fine corne. Thorax peu développé.

Pliocène inférieur à Actuel (observé dans le plancton par Renz, 1976, pl. 8, fig. 12).

Desmospyris tricostata (Haeckel) (pl. V, fig. 2).

Phormospyris tricostata Haeckel, 1887, p. 1087, pl. 83, fig. 15.

Desmospyris avec un test plus mince et poreux que les précédents. Présence d'un écusson renflé entre les sutures sagittales et le collier. Actines D et L prolongées sur un thorax évasé et denticulé.

Rares spécimens dans le Pliocène supérieur et le Pleistocène inférieur. Non encore signalé dans le plancton actuel.

Genre *Liriospyris* Haeckel, 1881, p. 443, emend. Petrushevskaya, 1972, p. 531.

Espèce-type : *Liriospyris hexapoda* Haeckel, 1887, pl. 86, fig. 7.

Description in Petrushevskaya et Koslova, 1972, p. 531.

Liriospyris biacuta n. sp. (pl. V, fig. 3, 6).

Liriospyris à deux lobes céphaliques fusiformes. Pores sagittaux bien développés en paires opposées de part et d'autre de l'anneau. Autres pores céphaliques plus petits disposés en désordre. Pieds cylindriques très fins, souvent absents.

Actines V, L et I bien développées.

Pliocène supérieur à Pleistocène moyen. Zone tropicale.

Holotype : M.H.N.P. — MD 73004 — IX — 0,12.

Ce travail a été réalisé dans le cadre des activités du Laboratoire de Géologie du Muséum (ERA 121). Il a été subventionné par le C.N.R.S. (RCP 212), le C.N.E.X.O. (contrat 74/1017) et la D.G.R.S.T. (décision d'aide à la recherche 76.7.1923). A. Maurs et M. Destarac ont contribué à la réalisation du manuscrit ; l'auteur a bénéficié de ses discussions avec L. Leclaire, M. Denis-Clocchiatti et F. Frohlich.

Source : MNHN, Paris

PLANCHES

Source : MNHN, Paris

PLANCHE I

FIG. 1. — *Pseudodictyophimus leclairi* nov. sp,
× 350.

FIG. 2, 3. — *Lithomelissa ultima* nov. sp.
Fig. 2. — × 482.
Fig. 3. — × 470.

FIG. 4. — *Botryostrobus bramlettei costatus* (Stöhr).
× 521.

FIG. 5. — *Botryostrobus bramlettei pretumidulus* nov. ssp.
× 620.

FIG. 6. — *Botryostrobus bramlettei seriatus* (Jörgensen).
× 620.

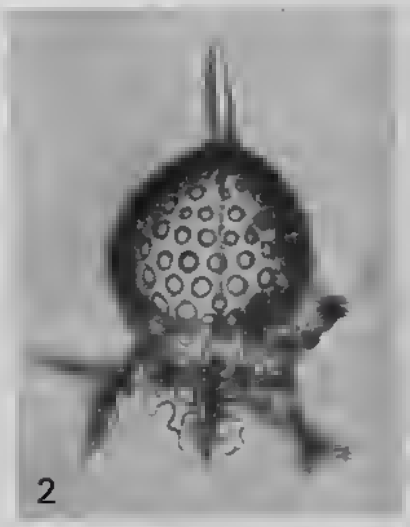
FIG. 7. — *Botryostrobus aquilonaris* (Bailey).
× 556

FIG. 8. — *Botryostrobus bramlettei bramlettei* (Campbell et Clark).
× 480.

FIG. 9. — *Botryostrobus bramlettei tumidulus* (Bailey).
× 486.

Source : MNHN, Paris

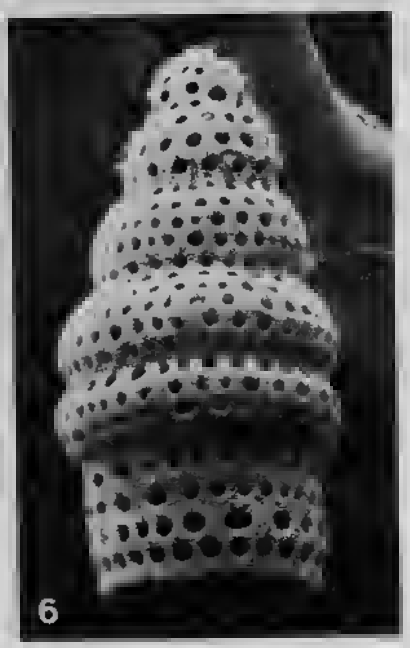
1


2

3

4

5


6

7

8

9

Source : MNHN, Paris

PLANCHE II

Fig. 1. — *Lithamphora crustula* nov. sp.
× 293.

Fig. 2. — *Lithamphora caryoforma* nov. sp.
× 484.

Fig. 3. — *Eucecryphalus petrushevskaae* nov. sp.
× 308.

Fig. 4. — *Anthocyrtidium achillis* (Haeckel).
× 560.

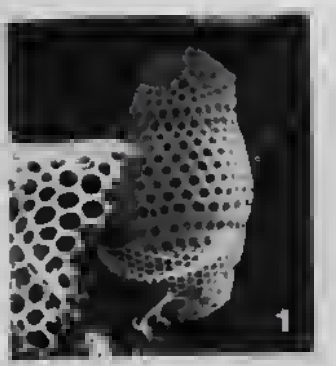
Fig. 5. — Forme évolutive de *Anthocyrtidium achillis* (Haeckel).
× 413.

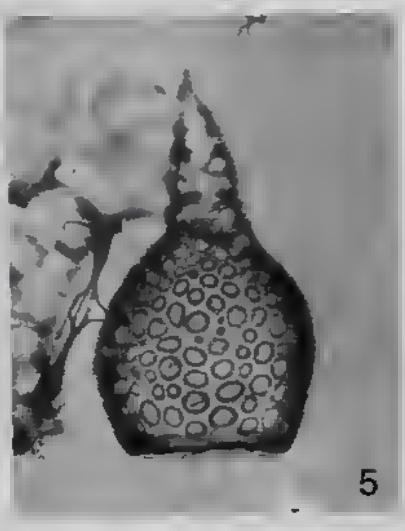
Fig. 6. — *Anthocyrtidium nosicaae* nov. sp.
× 400.

Fig. 7. — *Anthocyrtidium ovata* (Haeckel).
× 440.

Fig. 8, 9. — *Anthocyrtidium michelinae* nov. sp.
Fig. 8. — × 400.
Fig. 9. — × 400.

Source : MNHN, Paris





Source : MNHN, Paris

PLANCHE III

Fig. 1. — *Anthocyrtidium* sp. A.
× 312.

Fig. 2, 5. — *Pterocorys campanula variabilis* nov. ssp.
Fig. 2. — × 260.
Fig. 5. — × 261.

Fig. 3, 6. — *Pterocorys campanula campanula* (Haeckel).
Fig. 3. — × 300.
Fig. 6. — × 242.

Fig. 4. — *Pterocorys hertwigii* (Haeckel).
× 376.

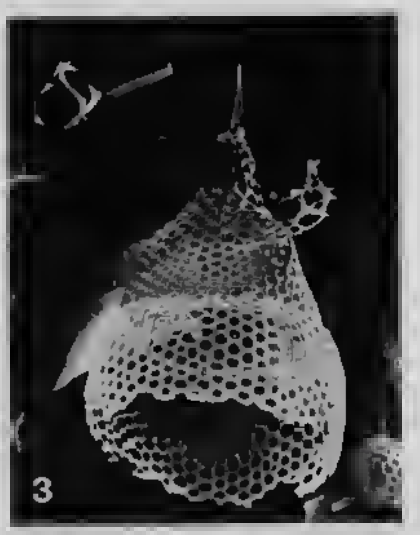
Fig. 7. — *Pterocanium prismatium* (Riedel), forme courte.
× 286.

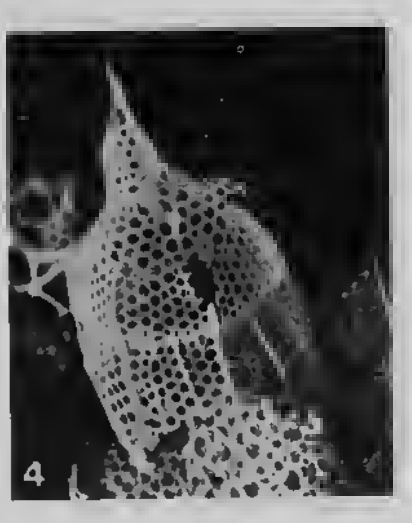
Fig. 8, 9. — *Eucyrtidium dufresni* nov. sp.
Fig. 8. — × 350.
Fig. 9. — × 350.

Source : MNHN, Paris

1

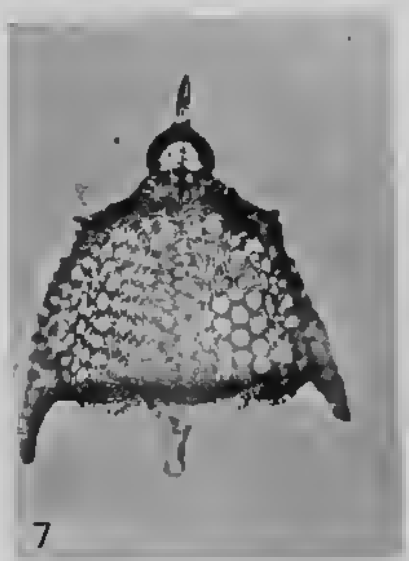
2


3

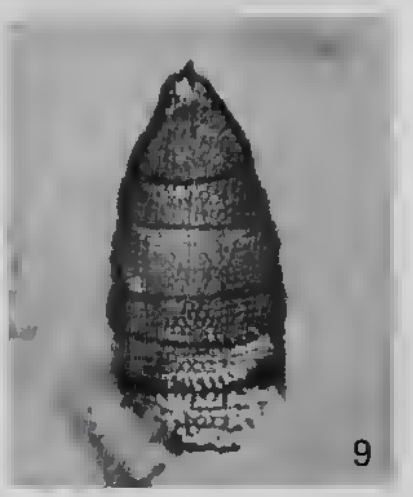

4

5

6


7

8


9

Source : MNHN, Paris

PLANCHE IV

Fig. 1, 2, 3. — *Eucyrtidium frohlichi* nov. sp.

Fig. 1. — × 350, Bassin de Crozet, 0,4 à 1 M.a.
Fig. 2. — × 360, Bassin de Crozet, 0,2 à 0,4 M.a.
Fig. 3. — × 467, Bassin Indien central, 1,6 à 1,8 M.a.

Fig. 4. — aff. *Eucyrtidium indiensis* nov. sp.
× 298.

Fig. 5. — *Eucyrtidium indiensis* nov. sp.
× 396.

Fig. 6. — *Eucyrtidium* sp. A.
× 184.

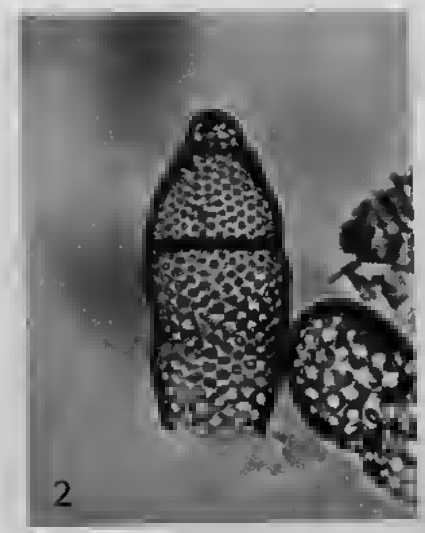
Fig. 7. — *Desmospyris biceps stabilis* (Goll).
× 280.

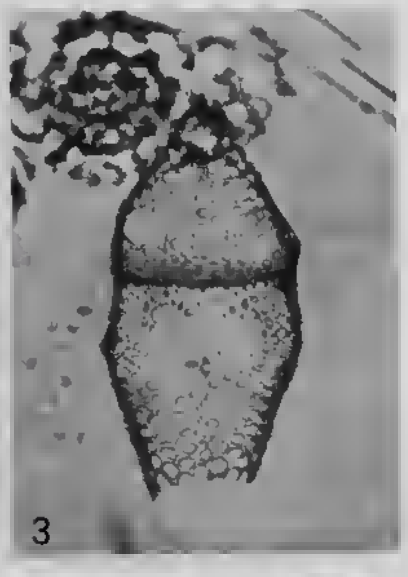
Fig. 8. — *Desmospyris biceps stabiloides* (Petrushevskaya).
× 310.

Fig. 9. — *Desmospyris biceps biceps* (Ehrenberg).
× 730.

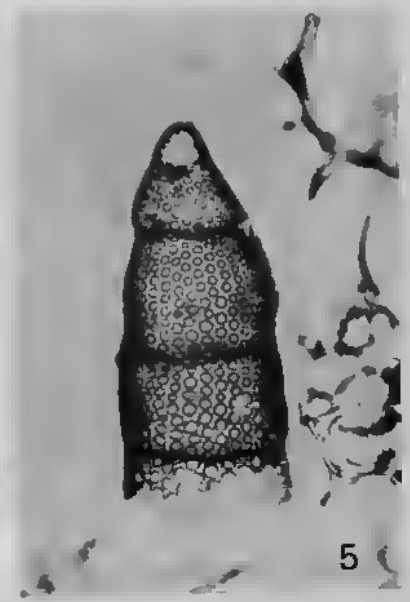
Source : MNHN, Paris

1

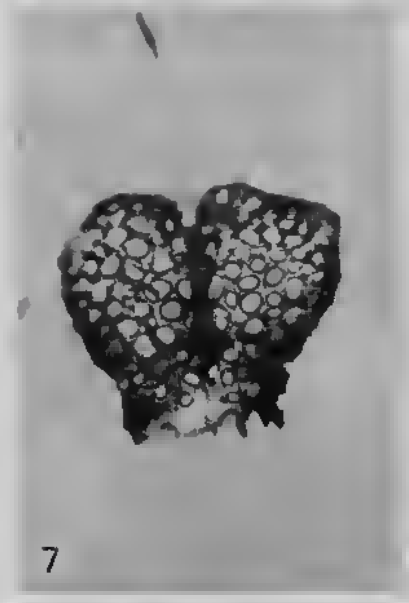

2

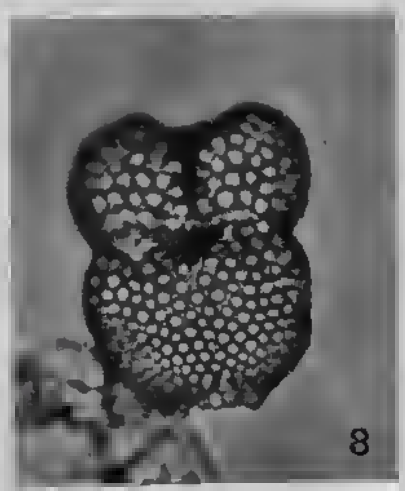

3

4


5

6


7


8

9

Source : MNHN, Paris

PLANCHE V

Fig. 1. — *Desmospyris biceps biceps* (Ehrenberg), forme rétrécie.
× 520.

Fig. 2. — *Desmospyris tricostata* (Haeckel).
× 450.

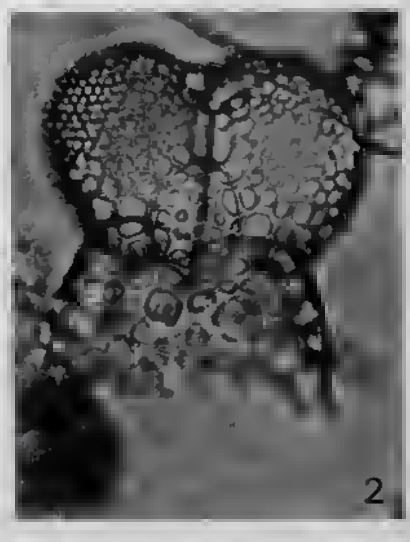
Fig. 3, 6. — *Liriospyris biacuta* nov. sp.
× 438.

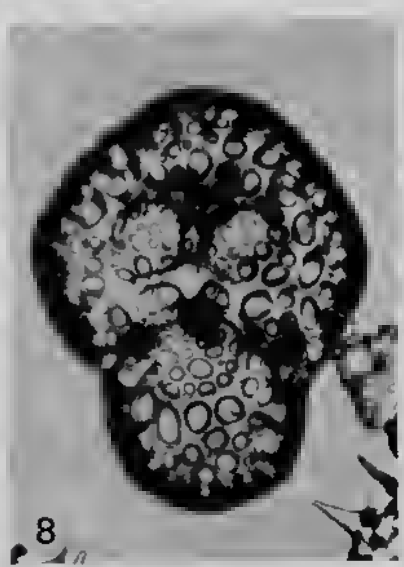
Fig. 4, 7. — *Tricolospyris baconiana seychelli* nov. ssp.
Fig. 4. — × 352.
Fig. 7. — × 400.

Fig. 5. — *Tricolospyris baconiana complanata* nov. ssp.
× 373.

Fig. 9. 8, — *Tricolospyris baconiana baconiana* (Haeckel).
Fig. 8. — × 350.
Fig. 9. — × 300.

Source : MNHN, Paris





Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

RÉFÉRENCES CITÉES

Bailey J. W., 1856. — Notice of microscopic forms found in the soudings of the sea of Kamtschatka, with a plate. *Amer. Journ. Sci.*, 2e sér., 22, pl. I, p. 1-6.

Campbell A. S. et Clark B. L., 1944. — Miocene radiolarian faunas from Southern California. *Geol. Soc. America*, Spec. Papers, n° 51, p. i-vii et 1-76, pl. I-VII.

Caulet J. P., 1977. — La silice biogène dans les sédiments néogènes et quaternaires de l'océan Indien austral. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XIX, n° 5, p. 1021-1032.

Caulet J. P., 1978. — Sédimentation biosiliceuse néogène et quaternaire dans l'océan Indien. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XX, n° 4, sous presse.

Cleve P. T., 1901. — Notes on some Atlantic plankton organisms. Handl. Kgl. Svenska Vetensk. Akad., vol. 34, n° 1, pl. i-viii, p. 1-22.

Denis-Clocchiatti M., Leclaire L. et Giannesini P. J., 1978. — Vitesse de croissance des nodules de manganèse dans l'océan Indien : une approche biostratigraphique. Colloque sur la genèse des nodules de manganèse, Gif-sur-Yvette, 25-30 septembre 1978, sous presse.

Duplessy J. C. et Leclaire L., 1973. — Campagne OSIRIS I. Compte rendu de campagne effectuée à bord du « Marion Dufresne », 29 avril au 7 juin 1973. Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises, Direction des laboratoires scientifiques.

Duplessy J. C., 1977. — Campagne OSIRIS III. Compte rendu de campagne effectuée à bord du « Marion Dufresne » mai-juin 1977. Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises, Direction des laboratoires scientifiques.

Ehrenberg C. G., 1847. — Uber die mikroskopischen kieselschaligen Polycystinen... Monatsber. kgl. Press. Akad. Wiss, Berglin, Jahr. 1847, p. 40-60.

Eerenberg C. G., 1854. — Mikrogeologie. Voss, Leipzig, 374 p., Atlas, 31 p. 41 pl., Fortsetsung, 1856, 88 p.

Eerenberg C. G., 1872. — Mikrogeologischen studien über das kleinste leben der meeres-tiefgrunde aller zonen und dessen geologischen einfluss. Abb. Kgl. Akad. Wiss., Berlin, Jahrg 1872, p. 131-399, pl. I-XII, 1 carte.

F.A.O., 1972. — Atlas des ressources biologiques des mers. Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture, Rome.

Foreman H. P., 1973. Radiolaria of leg 10 with systematics and ranges for the families Amphipyndacidae, Artostrobiidae and Theoperidae. *In* Worzel J. L., Bryant W. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. X, Wahsington (U. S. Government Printing Office), p. 407-474, 13 pl., 245 fig.

Goll R. M., 1968. — Classi6cation and phylogeny of cenozoïc Trissocyclidae (radiolaria) in the Pacific and Caribbeans basins. *Journ. Paleont.* 42, n° 6, p. 1409-1432.

Goll R. M., 1972. — Systematics of eight Tholospyris taxa (Trissocyclidae, Radiolaria). *Micropaleontology* vol. 18, n° 4, p. 443-475, 16 pl.

Goll R. M., 1976. — Morphological intergradation hetween modern populations of Lophospyris and Phormospyris (Trissocyclidae, Radiolaria). *Micropaleontology*, vol. 22, n° 4, p. 379-418, 15 pl.

Gromme C. S. et Hay R. L., 1971. — Geomagnetic polarity epochs : age and duration of the Olduvai normal polarity event. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 10, p. 179-185.

Haecbel E., 1860. — Abbildungen und Diagnosen neuer Gattungen und Arten von lebenden Radiolarien des Mittelmeeres. Monatsber. Kgl. Preuss, Akad. Wiss., Berlin, Jabrg. 1860, p. 835-845.

Haeckel E., 1862. — Die Radiolarien (Eine Monographie). Reuner, Berlin, 572 p., 35 pl.

Haeckel E., 1881. — Prodromus systematis radiolarium. Entwurf-eines Radiolarien systems auf grund von studien der Challenger radiolarien. *Jenaische Zeitschr. Naturw.*, vol. 15 (nouv. sér. vol. 8), n° 3, p. 418-472.

Haeckel E., 1887. — Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the years 1873-1876. Rept. Sci. Results H.M.S. Challenger, Zoology, vol. 18, 1803 p., 140 pl., 1 map.

Source : MNHN, Paris

Haq B. U., Berggren W. A. et Van Couvering J. A., 1977. — Corrected age of the Pliocene/Pleistocene boundary. *Nature*, vol. 269, p. 483-488.

Hays J. D., Saito T., Opdyke N. D. et Burckle L., 1969. — Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific : their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 80, p. 1481-1514, 16 fig., 1 pl.

Knoll A. H. et Johnson D. A., 1975. — Late Pleistocene evolution of the collosphaerid radiolarian *Buccinosphaera invaginota*. *Micropaleontology*, vol. 21, n° 1, p. 60-68.

Leclaire L., 1974. — Late Cretaceous and Cenozoic pelagic deposits. Paleoenvironment and paleooceanography of the central Western Indian ocean. *In* E. S. W. Simpson, R. Schlich *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25, Washington (U. S. Government Printing Office), p. 481-512.

Leclaire L., Giannesini P. J., Caulet J. P. et Clocchiatti M., 1976. — Sédimentation dans l'océan Indien central. Les faciès associés aux nodules polymétalliques. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, n° 396, 3e sér., 55, p. 241-267.

Leclaire L., 1977. — Campagne NEMRODE MD-14. Compte rendu de campagne effectuée à bord du « Marion Dufresne », 29 juillet au 3 septembre 1977. Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises, Direction des laboratoires scientifiques.

Leclaire L., 1978. — Les dépôts siliceux néogènes des océans actuels : produits de l'évolution terrestre. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XX, n° 4, sous presse.

Morley J. J. et Shackleton N. J., 1978. — Extension of the radiolarian *Stylatractus* universus as a biostratigraphic datum to the Atlantic ocean. *Geology*, vol. 6, p. 309-311.

Mukhina V. V., 1969. — Biostratigraphia osadkov i nekotorye voprosy paleogeographii tropitcheskoi oblasti Tikhovo i Indiiskovo okeanov. *In* « Osnovnye problemy mikropaleontologii i organogennovo osadko nakoplenja b okeanakh i morjakh ». Nauka Ed., Moscou.

Nigrini C. A., 1971. — Radiolarian zones in the quaternary of the equatorial Pacific ocean. *In* The micropaleontology of the oceans, p. 443-461, 2 fig., 1 pl., 23 tabl.

Nigrini C. A., 1977. — Tropical cenozoic Artrostrobiidae (Radiolaria). *Micropaleontology*, vol. 23, n° 3, p. 241-269, pl. 1-4.

Pessagno E. A., Jr. 1969. — The Neosciadiocapsidae, a new family of upper cretaceous radiolaria. *Bull. Amer. Paleontology*, vol. 56, n° 253, p. 377-439, 130 fig., pl. 23-38.

Petrushevskaya M. G., 1971 a. — Radiolaria in the plankton and recent sediments from the Indian ocean and Antarctic. *In* The micropaleontology of the oceans, Cambridge, p. 319-330.

Petrushevskaya M. G., 1971 b. Radiolarians of the ocean. Reports on the Soviet expeditions. *In* Explorations of the fauna of the seas, IX, Iznak Ed., Nauka, Leningrad, 417 p., 145 fig.

Petrushevskaya M. G., 1972. — Biostratigraphy of deep-sea quaternary sediments based on the radiolarian analysis data. *Okeanologia*, t. XII, p. 71-86, 6 fig.

Petrushevskaya M. G. et Kozlova G. E., 1972. — Radiolaria : leg 14. *In* Hayes D. E., Pimm A. C. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 14, Washington (U.S. Government Priting Office), p. 495-648, 704 fig., 41 pl.

Petrushevskaya M. G., 1974. — Les Radiolaires des eaux antarctiques et leur répartition dans les sédiments du plateau continental. *In* « Hydrologie et biogéographie des plates-formes continentales froides et tempérées de l'océan mondial ». Tezis dokladov, Leningrad, 18-21 nov. 1974, Nauka, Publ., p. 40-41.

Petrushevskaya M. G. et Bjorklunn K. R., 1974. — Radiolarians in Holocene sediments of the Norwegian-Greenland seas. *Sarsia*, t. 57, p. 33-46, 12 fig.

Petrushevskaya M. G., 1975. — Cenozoic radiolarians of the Antarctic, leg 29. *In* Kennett J. P., Houtz R. E. *et al.*, Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, vol. 29, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 541-674, 44 pl.

Popofsky A., 1908. — Die Radiolarien der Antarktis (mit Ausnahme der Tripyleen). *In* Deutsche Südpolar Expedition 1901-1903, vol. 10 (Zool., vol. 2), n° 3, pl. 183-305, 1 table, pl. 20-36.

Renz G. N., 1976. — The distribution and ecology of radiolaria in the central Pacific : plankton and surface sediments. *Bull. of the Scripps Institution of Oceanography*, vol. 22, 267 p., 8 pl.

Riedel W. R., 1967. — Some new families of Radiolaria. *Proc. Geol. Soc.* London, n° 1640, p. 148-149.

Source : MNHN, Paris

RIEDEL W. R. et SANFILIPPO A., 1971. — Cenozoic radiolaria from the western tropical Pacific. *In* WINTERER E. L. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 7, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1529-1672.

SANFILIPPO A. et RIEDEL W. R., 1974. — Radiolaria from the West-Central Indian ocean and gulf of Aden. *In* FISHER R. L., BUNCE E. T. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 24, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 997-1035, 4 pl.

SCLATER J. G., von der BORCH C., VEEVERS J., HEKINIAN R. *et al.*, 1974. — Regional synthesis of the Deep Sea Drilling results from leg 22 in the eastern Indian ocean. *In* von der BORCH C. C., SCLATER J. G. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22, Washington (U. S. Governmeut Printing Office), p. 815-831.

STHÖR E., 1880. — Die Radiolarienlauna der Tripoli von Grotte, provinz Girgenti in Silicien. *Paleontographica*, vol. 26 (sér. 3, vol. 2), p. 69-124, pl. 17-23.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU I. — Flux en Radiolaires.

Carotte	Section	Niveau en m	Flux Radiolaires mg/cm²/ 1 000 ans	Age (zones nannofossiles ou Radiolaires	Position géographique	Profondeur en m
53	II	0,80	0	NN 20	23°04 S 64°39 E	4 088
55	II	top	0	NN 21	24°37 S 71°25 E	3 010
55	II	0,50	0	NN 21		
57	CP	top	0,38	NN 21	24°24 S 73°35 E	3 650
57	CP	1,00	0,54	NN 20		
64	CP II	0,55	0	NN 20 ?	25°34 S 81°51 E	4 410
67	II	0,20	0,46	NN 20	29°29 S 80°33 E	3 950
68	I	top	0	NN 20	31°12 S 78°34 E	3 210
68	I	base	0	NN 20		
73	II	0,50	3,8	NN 20		
73	IV	0,10	4,6	NN 19	39°35 S 65°44 E	4 755
73	XII	base	5,2	NN 19		
94	I	0,50	0,65	NN 21	30°46 S 48°08 E	3 902
97	I	0,50	0	NN 19	32°51 S 48°59 E	4 005
101	I	1,10	2,6	NN 20		
101	II	0,75	7,4	NN 20	34°58 S 56°42 E	4 130
101	III	0,75	6	NN 20		
101	IV	0,85	8,8	NN 19		
145	I	0,75	7,9	NN 21		
145	II	0,60	12,07	NN 20	15°08 S 85°22 E	4 095
145	III	0,75	4,6	NN 19		
145	IV	0,75	3,77	NN 19		
145	V	0,50	2,29	NN 18		
98	I	1,00	0,64	NN 20	32°45 S 49°53 E	4 160
100	CP	0,50	0,83	NN 21	32°56 S 52°05 E	4 450
100	I	0, 95	2,82	NN 19		
100	III	1,10	1,07	NN 19		
209	II	0,70	0	NN 20	22°59 S 64°58 E	4 245
213	I	0,75	6,00	NR 3a		
213	II	0,75	32,39	NR 4		
213	III	0,75	7,15	NR 5b	15° S 74°57 E	5 115
213	IV	0,75	10,35	NR 6b		
213	V	0,75	6,77	NR 7		
213	VI	0,75	10,00	NR 7		
215	CP	0,15	19,77	NR 3a		
215	II	0,75	5,03	NR 4	11°59 S 78°56 E	5 150
215	III	0,75	5,80	NR 7		
215	IV	0,75	0	Plio. sup.		
217	I	0,75	8,85	NR 3a		
217	II	0,75	10,41	NR 5c	11°36 S 83°00 E	4 930
217	III	0,75	5,35	NR 6b		
217	IV	0,70	3,74	Plio. sup.		
221	I	base	31,21	NN 20		
221	III	top	4,68	NN 19	13°11 S 85°45 E	4 560
221		base	3,97	NN 19		

Source : MNHN, Paris

TABLEAU II. — Ages probables (en M.a.) de quelques événements significatifs dans l'évolution des populations de Radiolaires.

Morphotypes	Apparition	Extinction	Évolution
Anthocyrtidium angulare	1,3 à 1,4		
Buccinosphaera invaginata	0,2		
Lophophaena histricosa			1,4 à 1,5
Collosphaera tuberosa	0,65		
Collosphaera sp. A		0,18	
Desmospyris biceps stabiloides		0,19	
Eucyrtidium dufresni	1,3 à 1,4	0,15	1,5 à 1,6
Eucyrtidium frohlichi		0,125	
Hexacontium laevigatum		0,15	1,5 à 1,6
Lamprocyclas neoheteroporos		0,65	
Lithamphora crustula		0,15	
Lithomelissa ultima		0,42	
Lyriospyris biacuta		0,15	
Pterocanium prismatium	1,3 à 1,4		
Pterocorys campanula variabilis	1,5 à 1,6		
Stylatractus universus		0,42	
Tricolospyris baconiana seychelli	1,3 à 1,4	0,2	

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

ÉVOLUTION DES PARAGENÈSES SILICATÉES DANS LES SÉDIMENTS PÉLAGIQUES DES BASSINS DE L'OCÉAN INDIEN AUSTRAL RELATION AVEC L'ENVIRONNEMENT SÉDIMENTAIRE

PAR

F. Frohlich *

RÉSUMÉ

L'étude de carottes à piston de l'océan Indien austral permet de mettre en évidence l'association des silicates authigènes (silicates amorphes ferrifères, smectites ferrifères, palygorskite, zéolithes, opale-CT) en paragenèses distinctes dans les dépôts paléogènes, néogènes et quaternaires. L'importance de ces silicates authigènes dans les « argiles rouges » est soulignée. Cette stratification des silicates néoformés dans les sédiments pélagiques est interprétée non pas en termes de diagenèse, mais plutôt de paléoenvironnement.

ABSTRACT

Studies of piston cores from Southern Indian ocean show specific paragenesis of authigenic silicates (iron amorphous silicates, iron-rich smectites, palygorskite, zeolites, opal-CT) in paleogene, neogene and quaternary pelagic deposits. The importance of these authigenic silicates is empbasized in " red clays ". This stratification of authigenic silicates in pelagic sediments is not diagenetic in origin, but relating to paleoenvironment.

INTRODUCTION

Dans les sédiments pélagiques, les minéraux de néogenèse, c'est-à-dire ceux qui ont été élaborés au moment de la sédimentation, ont un intérêt particulier : ces minéraux qui se sont formés d'une manière quasi-synchrone dans un même lieu constituent des paragenèses au sens propre du terme. En tant que tels, ils peuvent avoir leur importance comme témoins de leurs milieux de formation.

Les silicates, qui sont incontestablement les plus abondants, font l'objet de cette étude. Les paragenèses silicatées connues dans les sédiments pélagiques de l'océan Indien austral et leur évolution au cours du Tertiaire, seront décrites ici, d'après les données diffractométriques et microscopiques publiées dans les Initial Reports du Deep Sea Drilling Project, des Legs 22 (Von de Borch C. C., Sclater J. G. *et al.*, 1974), 25 (Simpson E. S. W., Schlich R. *et al.*, 1974) et 26 (Davies T. A., Luyendyk B. P. *et al.*, 1974), pour les bassins de Madagascar, de Crozet, de Wharton, des Mascareignes, ainsi que la ride du 90° Est et le plateau malgache. A ces données s'ajoutent un certain nombre d'obser-

* Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

vations faites sur des échantillons du site 245 (Frohlich F., 1974). Par ailleurs, la plupart des données sur les sédiments néogènes ont été recueillies sur les carottes prélevées par le *Marion Dufresne* dans les bassins de Madagascar et de Crozet (Frohlich F., 1977 ; Caulet J. P., 1977).

Pour que ces paragenèses aient une signification dans la reconstitution des paléoenvironnements il est indispensable d'avoir une idée du lieu, du moment et de leur mode de formation, et éventuellement savoir si elles ont été transportées. A cet égard, l'étude des paragenèses des sédiments pélagiques récents peut apporter quelque lumière, car ce sont les seules que l'on peut rapporter à un environnement océanique relativement bien connu.

Cependant, un certain nombre d'obstacles s'opposent à cette démarche. Très souvent en effet, les analyses publiées sont imprécises quant à l'âge, la profondeur de prélèvement sous l'interface, voire même le faciès des sédiments concernés. Par ailleurs, l'interface n'est pratiquement jamais conservée dans les carottages à piston, et ce sont même les premiers mètres de sédiment qui manquent dans les carottages rotatifs profonds. Ceci a son importance dans l'interprétation des résultats quand on sait que dans certaines carottes on passe en un mètre du Quaternaire au Miocène, ou que l'Éocène peut être reconnu à l'affleurement. En outre, dans les boues rouges, qui sont le plus souvent dépourvues de fraction biogène significative, ou bien qui renferment des faunes et des flores hautement remaniées, il est difficile de distinguer la part due à la sédimentation actuelle de celle héritée de sédiments plus anciens, sinon de leur donner un âge. Le problème se complique du fait de la mauvaise cristallinité de la fraction silicatée.

Il subsiste donc une lacune dans la connaissance des sédiments pélagiques plio-quaternaires, lacune qui gêne la comparaison avec les dépôts plus anciens.

I. — Crétacé supérieur-Paléogène.

On a ainsi paradoxalement une meilleure connaissance des silicates de néogenèse dans les sédiments pélagiques du Crétacé supérieur et du Paléogène. C'est la paragenèse cristobalite-tridymite-clinoptilolite et palygorskite qui les caractérise, avec l'abondance des niveaux à silicification massive, les porcellanites à cristobalite-tridymite seule et les cherts où elle est associée à la calcédoine. La calcédoine, épigénisant les éléments figurés du sédiment et remplissant les vides, modifie radicalement l'aspect originel du sédiment. C'est la seule manifestation diagénétique évidente dans les sédiments pélagiques de l'océan Indien austral. En dehors de ces niveaux, la silice est présente en proportion plus faible, comme ciment du sédiment, comme dans les craies du site 245 (Paléocène) où la cristobalite, souvent sous forme de sphérules lamellaires, et associée à la clinoptilolite, cimente le sédiment. Nous avons pu observer sur ce même site 245 que, d'une manière générale, la nature du silicate dominant dépend de la proportion de silice dans le sédiment : dans les silicifications massives qui peuvent contenir jusqu'à plus de 90 % de silice, la cristobalite est dominante, sinon seule. Lorsque les sédiments sont moins riches en silice, la clinoptilolite domine et, enfin, la palygorskite (Frohlich F., 1974).

On a représenté sur le schéma de la figure 1 la fréquence de ces trois minéraux en fonction de l'âge des sédiments qui les renferment. Les maximums de fréquence ne sont pas synchrones ; ils se situent au Crétacé supérieur pour la cristobalite, au Crétacé supérieur-Paléocène pour la clinoptilolite, et à l'Éocène pour la palygorskite. Leur disparition se fait dans le même sens : au cours de l'Éocène avec la cristobalite, de l'Oligocène avec la clinoptilolite, et la palygorskite au cours du Miocène. Cette évolution se fait dans le sens des néogenèses de moins en moins riches en silice. C'est, à une échelle différente, ce que l'on a constaté au voisinage des porcellanites lorsque la proportion de silice diminue dans le sédiment (Frohlich F., 1974). Il y a donc eu au cours du Paléogène diminution de la proportion de silice dans les sédiments pélagiques, diminution également sensible dans la teneur en silice des minéraux authigènes.

II. — Néogène.

Au Néogène, toutes les silicifications ont donc cessé dans ce secteur de l'océan Indien, mais cette remarque semble avoir une valeur assez générale pour les autres domaines océaniques (Leclaire L.,

Source : MNHN, Paris

1974). D'autre part, les minéraux qui les accompagnaient ne se rencontrent plus qu'exceptionnellement. C'est la phillipsite qui semble prendre le relais de la clinoptilolite (fig. 1). Mis à part son occurrence dans des niveaux pyroclastiques plus anciens, sur lesquels je reviendrai, elle apparaît à l'Éocène moyen, se développe au cours de l'Oligocène, pour acquérir son maximum de fréquence au Miocène, et décroître ensuite pour devenir rare au Pleistocène.

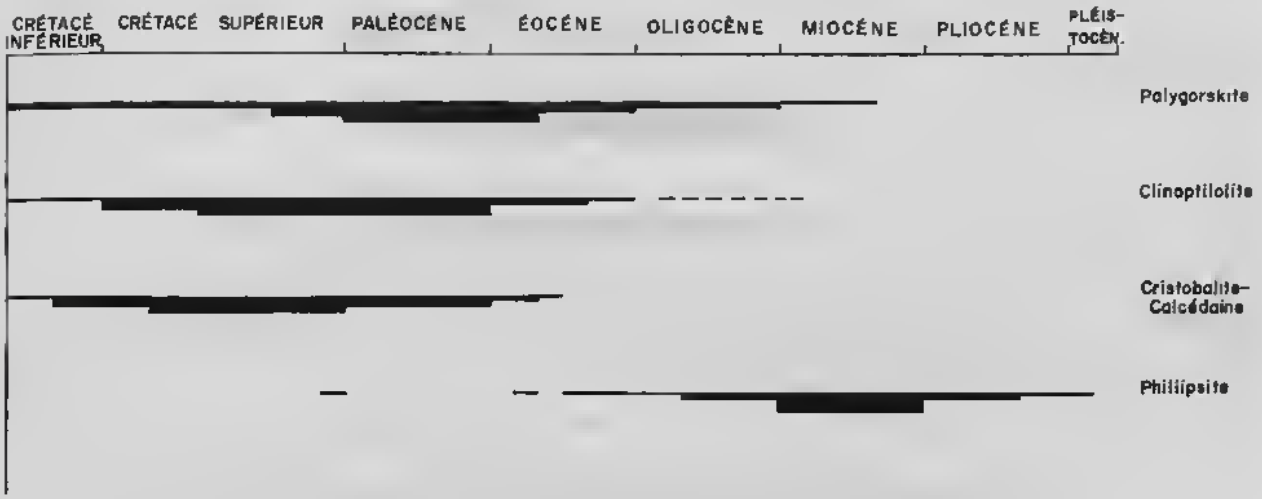


Fig. 1. — Fréquence de quelques silicates authigènes caractéristiques du Crétacé Supérieur au Quaternaire.

Il semble que la montmorillonite doive lui être associée dans les sédiments de cette période. Mais, en raison de l'ubiquité de ce minéral et du caractère aléatoire des mesures quantitatives effectuées sur le pic 001 qui est largement influencé par l'état de cristallinité, il n'en a pas été tenu compte.

Ce problème de la cristallinité a été ici abordé par la spectroscopie infrarouge, qui est particulièrement bien adaptée à l'analyse des minéraux mal cristallisés et à l'analyse globale des sédiments (Frohlich F., 1977 ; Chester R. et Elderfield H., 1968). Il ressort ainsi de l'étude d'une dizaine de carottes des bassins de Madagascar et de Crozet, où les influences détritiques sont faibles, que la fraction silicatée est dominée par un silicate ferrifère à structure phylliteuse désordonnée, les « composés silico-ferriques para-phylliteux », et qui est à rapprocher des smectites dioctaédriques.

Certains échantillons de boues rouges du bassin de Crozet comportaient de 60 à 70 % de composés silico-ferriques. Une telle proportion d'un minéral, fut-il très mal cristallisé, ne pouvait passer inaperçue au microscope. Ces pseudo-phyllites se présentent en effet très régulièrement sous la forme de glomérules de quelques dizaines de microns de diamètre, à relief négatif, où l'on distingue une mozaïque de cristallites biréfringentes. Si ces composés silico-ferriques sont particulièrement abondants dans les boues rouges du Miocène, ce sont également les minéraux dominants de la fraction silicatée dans les boues carbonatées à nannofossiles comme dans les diatomites. L'association de la phillipsite avec les composés silico-ferriques en fait une paragenèse que l'on peut considérer comme caractéristique des sédiments néogènes des bassins de Crozet et de Madagascar. On remarquera également l'importance que prennent les minéraux de néogenèse dans la sédimentation pélagique de cette période, où les apports détritiques constatés dans les deux bassins sont le plus généralement très faibles. Ce caractère commun à tous les types de sédiments rencontrés est une illustration du caractère résiduel des boues rouges.

Les composés silico-ferriques accompagnent la phillipsite dans ses variations quantitatives, avec un maximum au Miocène et une décroissance très nette au cours du Pliocène (fig. 2). Ils sont pratiquement toujours absents dans les sédiments pélagiques datés avec certitude des zones NN 21 ou NN 20. Il semble, en particulier dans les séries condensées, que la diminution de ces deux minéraux s'accélère au passage Pliocène moyen-Pliocène supérieur, en moyenne à la limite des zones NN 16 — NN 15, vers — 3 M.A. Ces composés silico-ferriques existent probablement à l'Oligocène et à l'Éocène,

Source : MNHN, Paris

mais à cause du nombre insuffisant d'échantillons, et surtout de l'importance de la fraction argileuse détritique dans les boues rouges de cette époque, ils n'ont pu encore être mis en évidence avec certitude.

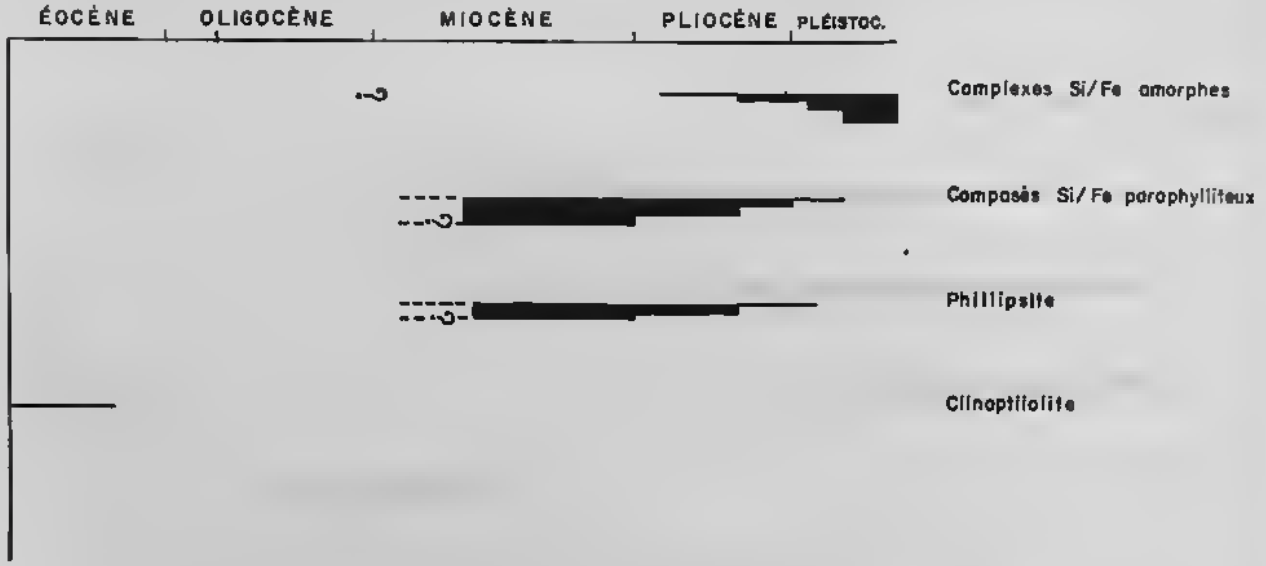


Fig. 2. — Fréquence des principaux silicates authigènes au Néogène et au Quaternaire.

On a donc retenu comme caractéristique du Néogène la paragenèse phillipsite — composés para-phylliteux. La quasi-disparition de ces minéraux au Pleistocène marque une autre étape de cet appauvrissement en silice des sédiments, appauvrissement qui s'était amorcé au Paléocène.

III. — Le Plio-Pleistocène.

La période plio-pleistocène serait ainsi caractérisée par la rareté, sinon l'absence, de silicates de néogenèse dans les sédiments pélagiques, si l'on s'en tient aux données diffractométriques et microscopiques. La phillipsite et les composés para-phylliteux sont cependant reconnus assez souvent dans des boues rouges à proximité de l'interface. Lorsque ces sédiments peuvent être datés, les formes de nannofossiles et de radiolaires du Pleistocène sont accompagnées, sinon largement diluées, par des formes plus anciennes du Miocène, voire de l'Éocène. Il est probable que les minéraux authigènes soient remaniés, au même titre que les tests d'organismes qui les accompagnent. Par ailleurs, en l'absence de ces microorganismes, l'affleurement de boues rouges anciennes est envisageable. On peut d'ailleurs se demander quelle peut être la part de la sédimentation actuelle dans ces boues rouges ?

Ce qui est certain, c'est que dans les sédiments bien datés, et à faible taux de remaniements, ces minéraux font totalement défaut. Un problème analytique se pose alors, en raison de la dilution de la fraction silicatée dans les autres constituants et de sa mauvaise cristallinité. En autorisant l'analyse globale des sédiments, la spectroscopie infrarouge s'est encore ici avérée précieuse. En effet, les constituants amorphes des sédiments pélagiques, dont certains auteurs ont soupçonné la présence (Cronan D. S., 1974 ; Johnson T. C., 1975 ; Bischoff L. O. et Sayles F. L., 1972 ; Heath G. R. et Dymond J., 1977), ont été clairement mis en évidence ici.

En raison de la fréquence particulièrement basse des vibrations Si-O, du nombre réduit des bandes d'absorption, de l'absence ou de l'extrême faiblesse des bandes représentatives d'une structure phylliteuse, et enfin de l'importance des hydroxyles, il apparaît que dans ce constituant amorphe, la silice est complexée par des hydroxyles de Fer (fig. 3). On peut le définir comme des « complexes silico-ferriques hydroxylés amorphes ». Les analyses fractionnées et la microanalyse X ont confirmé cette

Source : MNHN, Paris

interprétation, avec un rapport silice/hydroxydes de Fer inférieur à 1. Enfin, leur composition et leur spectre infrarouge permettent le rapprochement avec les allophanes ferriques, c'est-à-dire l'hysingérite (Caillère S., 1963 ; Van der Marel H. W. et Beutelspacher H., 1976).

Ils sont d'autre part très proches des composés silico-ferriques para-phylliteux, tant par leur forme courante d'amas globulaires que par leur composition chimique. Ils s'en distinguent par l'absence de biréfringence et par un indice plus élevé.

Enfin, on observe dans de nombreuses carottes, comme la MD 76113, le passage progressif des composés silico-ferriques amorphes dans le Pleistocène aux composés para-phylliteux dans des boues rouges d'âge probablement miocène. Cette variation peut se suivre par le développement des bandes attribuables aux structures dioctaédriques, parallèlement avec l'augmentation de la phillipsite (fig. 3).

Ce passage progressif de composés amorphes à des composés para-phylliteux peut évidemment être interprété comme une manifestation diagénétique. On sait cependant que lorsqu'il y a recristallisation, il y a ségrégation des phases, avec formation de goethite et de quartz. De plus, l'observation microscopique permet de penser que les complexes amorphes existent dans des boues rouges de l'Éocène du sud du bassin de Madagascar. Enfin, on connaît de l'hysingérite dans des minerais de fer oolithiques du Jurassique (Flehmig W., 1970). Les composés silico-ferriques ne se sont donc pas seulement formés dans les sédiments récents, et on peut penser qu'ils ont une certaine stabilité. L'importance qu'ils ont dans les sédiments quaternaires (fig. 2) résulterait de l'absence d'autres silicates et d'un environnement plus favorable à leur formation.

IV. — Influence du milieu océanique sur la néoformation des silicates.

Compte tenu de ce que l'on sait du milieu océanique actuel, on peut tenter d'approcher la genèse de ces silicates amorphes. Du point de vue des éléments qui nous intéressent, ils se caractérisent par une très faible teneur en silice et en fer, sous sa forme oxydée, de l'ordre de quelques ppm, avec un pH légèrement alcalin (Horne R. A., 1969). A une dilution aussi grande, la précipitation de la silice est *a priori* impossible. Or, Harder (1976) a montré expérimentalement que la silice pouvait être extraite de solutions très diluées par absorption sur les hydroxydes ferriques, leur précipitation étant déclenchée par un abaissement du potentiel d'oxydo-réduction, phénomène que l'on peut envisager à proximité de l'interface eau-sédiment. Comme dans ces expériences, il pourrait y avoir formation de composés para-phyllitcux, voire de nontronite, ou de complexes amorphes, suivant que la proportion de silice et de fer est proche ou éloignée de la composition stoechiométrique des smectites ferrifères.

Étant donné que les composés para-phylliteux sont plus riches en silice que les complexes amorphes, et que la phillipsite fait défaut dans les sédiments récents, on peut estimer que la teneur en silice des eaux profondes actuelles se situe à un niveau nettement plus bas que ce qu'elle était il y a 3 millions d'années et plus, tout au moins dans les bassins de Crozet et de Madagascar. Si l'on considère les paragenèses très siliceuses du Crétacé supérieur et du Paléogène, où l'on a des phases de silice libre cristallisée accompagnées de clinoptilolite qui est elle-même à peu près trois fois plus riche en silice que la phillipsite, il est vraisemblable que la teneur en silice était encore plus élevée à cette époque.

Il se dessine donc par l'intermédiaire des paragenèses silicatées (fig. 1 et 2) un affaissement progressif de la teneur en silice des eaux profondes au cours du Cénozoïque.

Il se pose alors la question de l'influence du volcanisme océanique comme source des éléments indispensables à la formation des silicates. La plupart des auteurs lui accordent un rôle prépondérant, à tel point que l'on décrit dans les « Initial Reports » du Deep Sea Drilling Project des passées volcaniques sur la seule foi de la présence de phillipsite et de smectites, et ceci pour deux raisons principales. D'une part, c'est une paragenèse classique des produits d'altération basaltique, et d'autre part parce que l'on ne voulait voir la formation de silicates qu'à partir de solutions très enrichies en silice. Mais il ne faut pas oublier l'immense réservoir de silice que constituent les tests d'organismes siliceux et surtout la formation de silicates dans des solutions très diluées. Il semble donc qu'il y ait une certaine

Source : MNHN, Paris

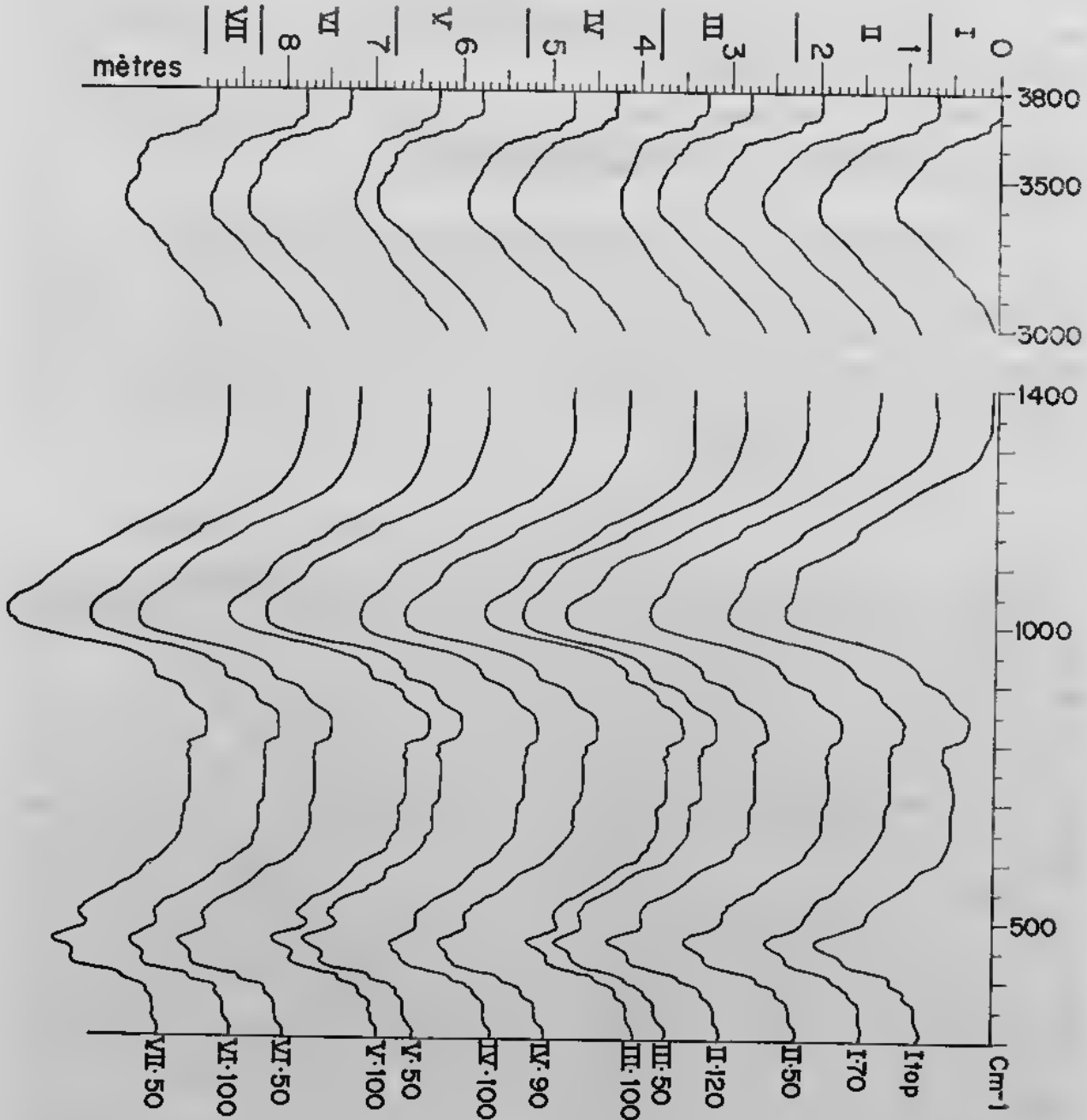


Fig. 3. — Carotte MD 76113. Spectres infrarouges d'échantillons prélevés tout au long de la carotte. En ordonnées, échelle des profondeurs ; en abscisses, échelle des fréquences.

Source : MNHN, Paris

convergence entre les néoformations du domaine sédimentaire et celles qui sont redevables d'une action hydrothermale. Cette influence volcanique peut être localement prépondérante, comme au site 216, sur la ride du 90° Est (Von der Borch C. C., Sclater J. G. *et al.*, 1974), où l'on note dans des niveaux pyroclastiques du Maestrichtien la présence de phillipsite seule, à une époque où on ne la trouve jamais dans les sédiments purement pélagiques, et où l'on devrait trouver la paragenèse cristobalite-tridymite — clinoptilolite. Les craies maestrichtiennes et paléocènes situées au-dessus sont d'ailleurs dépourvues de phillipsite, alors que cristobalite et clinoptilolite y sont en abondance.

Pour conclure, il semble bien que les changements que l'on a constatés dans la sédimentation pélagique au cours du Cénozoïque traduisent ceux de l'environnement océanique. L'augmentation de la productivité biosiliceuse au cours du Pleistocène (Caulet J. P., 1977 et 1978) est peut-être un facteur qui a contribué à modifier les conditions de formation des silicates en perturbant le cycle de la silice.

RÉFÉRENCES CITÉES

Bischoff, J. L. et Sayles F. L., 1972. — Pore fluid and mineralogical studies of recent marine sediments : Bauer depression, region of East Pacific Rise. *J. sed. Petr.*, 42 : 711-724.

Caillère, S., 1963. — Minéralogie des argiles. Ed. Masson : 355 p.

Caulet, J. P., 1977. — Silice biogène dans les sédiments néogènes et quaternaires de l'océan Indien austral *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIX : 1021-1032.

Caulet J. P., 1978. Les dépôts à Radiolaires du Pliocène supérieur et du Pléistocène dans l'océan Indien central : nouvelle zonation biostratigraphique. *Mém. du Mus. Nat. Hist. Nat.* (ce volume).

Chester R. et Elderfield H., 1968. — The infrared determination of opal in siliceous deep-sea sediments. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32 : 1128-1140.

Cronan D. S., 1974. — Authigenic minerals in deep-sea sediments. *In* : Marine Chemistry, Goldberg Ed. : 491-525.

Davies T. A., Luyendyk B. P. *et al*, 1974. — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXVI, Washington (U.S. Government Printing Office), 1129 p.

Flehmig W., 1970. — Zur Vorkommen von SiO_2 in Nadeleisenerzooiden. *Contr. Miner. and Petrol.*, 28 : 19-30.

Frohlich F., 1974. — Nature, importance relative et place dans la diagenèse des phases de silice présentes dans les silicifications de craies du Bassin océanique de Madagascar (océan Indien) et du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVI, n° 5 : 498-508.

Frohlich, F., 1977. — Les composés silico-ferriques amorphes des sédiments pélagiques néogènes et quaternaires de l'océan Indien austral. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIX : 1013-1020.

Harder H., 1976. — Nontronite synthesis at low temperatures. *Chem. Geol.*, vol. 18, n° 3 : 169-180.

Heath G. R. et Dymond J., 1977. — Genesis and transformation of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer deep, and Central basin, northwest Nazca plate. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 88 : 723-733.

Horne R. A., 1969. — Marine chemistry. Wiley Interscience, New York, 568 p.

Johnson R. C., 1975. — The dissolution of siliceous microfossils in deep-sea sediments. Ph. D. Thesis, University of California, 163 p.

Leclaire L., 1974. — Hypothèse sur l'origine des silicifications des grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolisants. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVI, p. 214-224.

Simpson E. S.W., Schlich R. *et al.*, 1974. — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXV, Washington (U.S. Government Printing Office), 884 p.

Van der Marel H. W. et Beutelspacher H., 1976. — Atlas of IR spectroscopy of clay minerals and their admixtures. Elsevier.

Von der Borch C. C. et Sclater J. G., *et al.*, 1974. — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXII, Washington (U.S. Government Printing Office), 890 p.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MINÉRALOGIE ET MILIEUX DE FORMATION DE DÉPOTS POLYMÉTALLIQUES DANS L'OCÉAN INDIEN OCCIDENTAL

PAR

E. A. Perseil * et L. Leclaire **.

RÉSUMÉ

L'analyse de la composition minéralogique de concrétions polymétalliques prélevées par le « *Marion Dufresne* » dans l'océan Indien occidental fait apparaître un étagement bathymétrique et une différenciation régionale des associations d'oxydes de manganèse : vernadite-birnessite. De plus, une évolution du rapport vernadite/birnessite au cours du temps est clairement perçue. L'abondance de magnétite et de titato-magnétite, de même que la présence de pyrite framboïde dans les concrétions, sont soulignées pour la première fois. L'interprétation qui rend le mieux compte de l'ensemble des observations fait appel au rôle des variations des propriétés de l'eau de mer : « acidité », oxygénation et mouvements des masses d'eaux de fond.

ABSTRACT

Mineralogical analysis of manganese nodules and crusts collected from Indian ocean aboard *Marion Dufresne* points to a depth and regional control upon the following manganese oxide association; vernadite-birnessite. Moreover progressive changes in the vernadite/birnessite ratio as a function of time is clearly seen. Magnetite and titano-magnetite in great amount as same as presence of framboïdal pyrite into manganese nodules are outlined for the first time. The best approach to account for the whole data is to enferred a control of the sea water properties as " acidity ", oxygen content and bottom water movements.

I. — INTRODUCTION

Si l'on considère les principaux types de sédiments pélagiques qui se déposent depuis plusieurs dizaines de millions d'années dans les océans actuels (par exemple : les dépôts carbonatés, les dépôts siliceux, l'argile rouge des grands fonds...), les sédiments métallifères sont vraisemblablement ceux qui ont suscité le plus d'intérêts divers, en particulier durant les dernières décennies. Cependant, en dépit de très nombreuses études, le processus de formation de ces dépôts reste encore énigmatique.

Les cuirasses et nodules polymétalliques récoltés en abondance (voir tableau) lors de plusieurs campagnes [1] du *Marion Dufresne*, notamment NOSICAA-MD 06 (1975) et SESAM-MD 09 (1976),

* Laboratoire de Minéralogie, Muséum national d'Histoire naturelle, 61, rue Buffon, 75005 Paris.

** Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue Buffon, 75005 Paris.

1. Campagnes réalisées par le Laboratoire de Géologie du Muséum avec le soutien logistique du Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises.

Source : MNHN, Paris

nous ont incités à réfléchir sur les conditions de formation de ces concrétions dans le cadre d'un programme plus général visant à étudier la genèse des sédiments pélagiques dans l'océan Indien austral.

Dans un premier temps, les études ainsi entreprises ont été délibérément focalisées sur la nature et l'âge des sédiments associés (Leclaire *et al.*, 1977). Les résultats obtenus ont montré qu'il n'était plus possible de ne s'intéresser qu'aux sédiments en ignorant la composition minéralogique et chimique des concrétions associées. C'est d'ailleurs ce que l'on peut constater à la lecture des travaux antérieurs, comme ceux de Cronan et Tooms (1967, 1969), Bezrukov et Andruschchenko (1973), Venkatarathnam et Nehru (1973), Cronan (1975), Summerhayes et Willis (1975), qui ont trait à la région étudiée : les bassins de Madagascar et de Crozet.

Nous avons pu, dans un premier temps, aborder ce type de recherche grâce aux travaux entrepris par l'un d'entre nous (E. A. Perseil) sur la pétrographie et la minéralogie des nodules recueillis pendant les campagnes du *Marion Dufresne*.

Les premiers résultats ainsi obtenus, par exemple : la présence de pyrite dans les nodules, la dépendance régionale de la composition minéralogique, constituent l'objet de cette note.

II. — MÉTHODES D'ÉTUDE ET MINÉRALOGIE DES OXYDES DE MANGANÈSE

Les techniques d'échantillonnage des champs de nodules, de même que les méthodes d'étude des sédiments et de la détermination de leur âge ont été définies précédemment. Précisons seulement que les méthodes d'échantillonnage se caractérisent par la mise en œuvre de préleveurs de grande section (1/4 m^2 et 1 m^2) combinée avec l'emploi des carottiers de grande pénétration (carottiers à piston). Il convient aussi d'ajouter que cet échantillonnage fait suite à la localisation des champs de nodules grâce à des guides de prospection (sédimentologiques et acoustiques). L'ensemble de ces méthodes d'étude et de prospection a été décrit par ailleurs (Leclaire *et al.*, 1977).

Comme pour les sédiments, ce sont les observations au microscope qui constituent la technique de base des analyses minéralogiques. L'observation des lames minces en lumière transmise a été utilisée pour la détermination des minéraux silicatés englobés dans les concrétions polymétalliques. Les minéraux opaques ont été étudiés en lumière réfléchie sur sections polies. La mesure des réflectances et de l'anisotropie des minéraux nous a conduits non seulement à effectuer une première approche minéralogique précise, mais aussi à tenter une première interprétation paragénétique. L'exoscopie de quelques silicates, de même que l'étude fine de microfaciés ont été réalisées au microscope électronique à balayage.

Les constituants des nodules cristallisés, voire amorphes, surtout lorsqu'ils apparaissent intimement associés, ont été examinés en spectrométrie à rayonnement infrarouge, méthode qui, généralement, fournit les données les plus sûres et qui a été couplée pour les minéraux bien cristallisés avec minimum de mélange à des analyses aux rayons X (anticathodes de cuivre et de fer). Quelques cartes de répartition d'éléments — titane et fer par exemple — ont été obtenues à la sonde de Castaing.

Les analyses thermiques (différentielle et pondérale) ont apporté des indications complémentaires utiles 1) à l'identification et à l'estimation quantitative des constituants des noyaux argileux et des sédiments ; 2) à l'étude des substances mal cristallisées ou amorphes dans les concrétions polymétalliques et les sédiments.

Enfin, aux données ainsi recueillies sont venus s'ajouter les résultats d'analyses chimiques du nodule total, de sa couche superficielle et du sédiment environnant. L'absorption atomique a été utilisée pour doser les éléments suivants : Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Pb, Ba, Ti, Al, Na, K et Mg ; la technique des dosages gravimétriques a été pratiquée pour obtenir les teneurs en SiO_2, P_2O_5 et Cl.

Parmi les minéraux du groupe des oxydes de manganèse en fines concrétions, on peut distinguer :

— La vernadite (MnO_2 n H_2O ; n varie entre 0,4 et 1) est l'élément principal du nodule ; col-

Source : MNHN, Paris

loïdale ou faiblement cristallisée, de couleur gris sombre, en section polie, elle possède une très faible réflectance (fig. 1). La vernadite des nodules océaniques renferme une proportion en Fe_2O_3 particulièrement élevée ; dans la plupart des cas, ce fait traduit une association intime de cet oxyde avec la δ'-FeOOH.

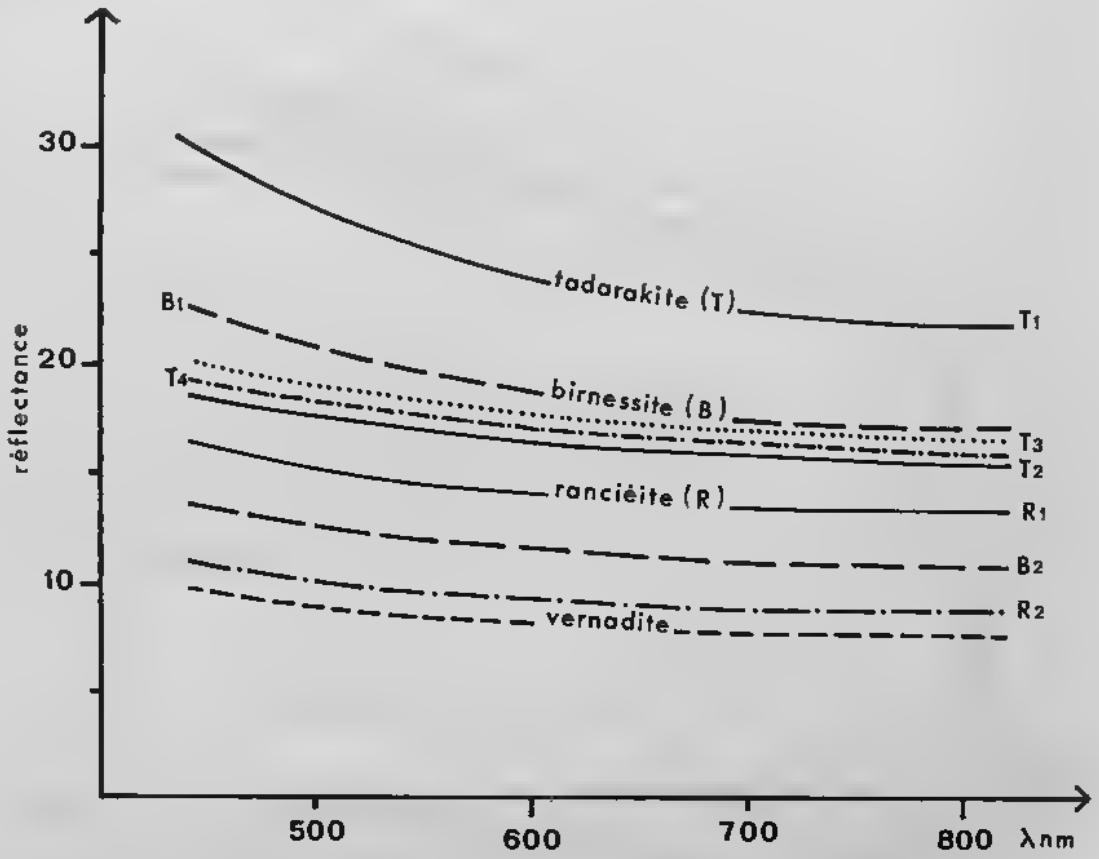


Fig. 1. — Dispersion de la réflectance des oxydes de manganèse (1) parallèlement aux fibres, (2) perpendiculairement aux fibres.

La todorokite provient du gisement de la province d'Oriente à Cuba, et a été confiée à l'un d'entre nous (E. A. Perseil) par V. I. Stepanov.

T3 et T4 : Todorokite des nodules étudiés, exemple : 75 DR 04. La courbe de réflectance de la vernadite a été établie d'après un échantillon-type provenant du Pacifique et confié à l'un d'entre nous (E. A. Perseil) par Andrushchenko.

Les analyses chimiques complètes ainsi que l'analyse semi-quantitative en microfluorescence X montrent que la vernadite des nodules océaniques (océan Indien) renferme des quantités non négligeables de Co, Si, Ti et Zn.

Des examens effectués sur des vernadites riches en Co et Ni montrent une différence en ce qui concerne les valeurs de la réflectance ; ainsi pour les échantillons riches en Co, la réflectance est inférieure à 10 % (dans le spectre visible) alors que les vernadites à nickel (0,65 NiO) dépassent généralement cette valeur.

La structure colloforme est assez typique de cet oxyde (Andrushchenko, 1976). L'examen thermopondéral (fig. 2) de la vernadite montre un comportement proche de celui des gels. Ainsi, entre 30° et 300°, la perte de poids est brusque et supérieure à 20 %. Après 400° C, l'allure générale de la courbe indique des transformations graduelles ($MnO_2 \rightarrow Mn_2O_3 \rightarrow Mn_3O_4$). La perte de poids totale est dans tous les cas supérieure à 30 %.

Source : MNHN, Paris

L'examen aux rayons X permet de considérer la vernadite comme une birnessite turbostratique, c'est-à-dire dont la réflexion à 7 Å du plan (001) manque ; mais celles de 2,4 et 1,45 Å correspondant respectivement aux plans (100 et (110) se trouvent à leur place.

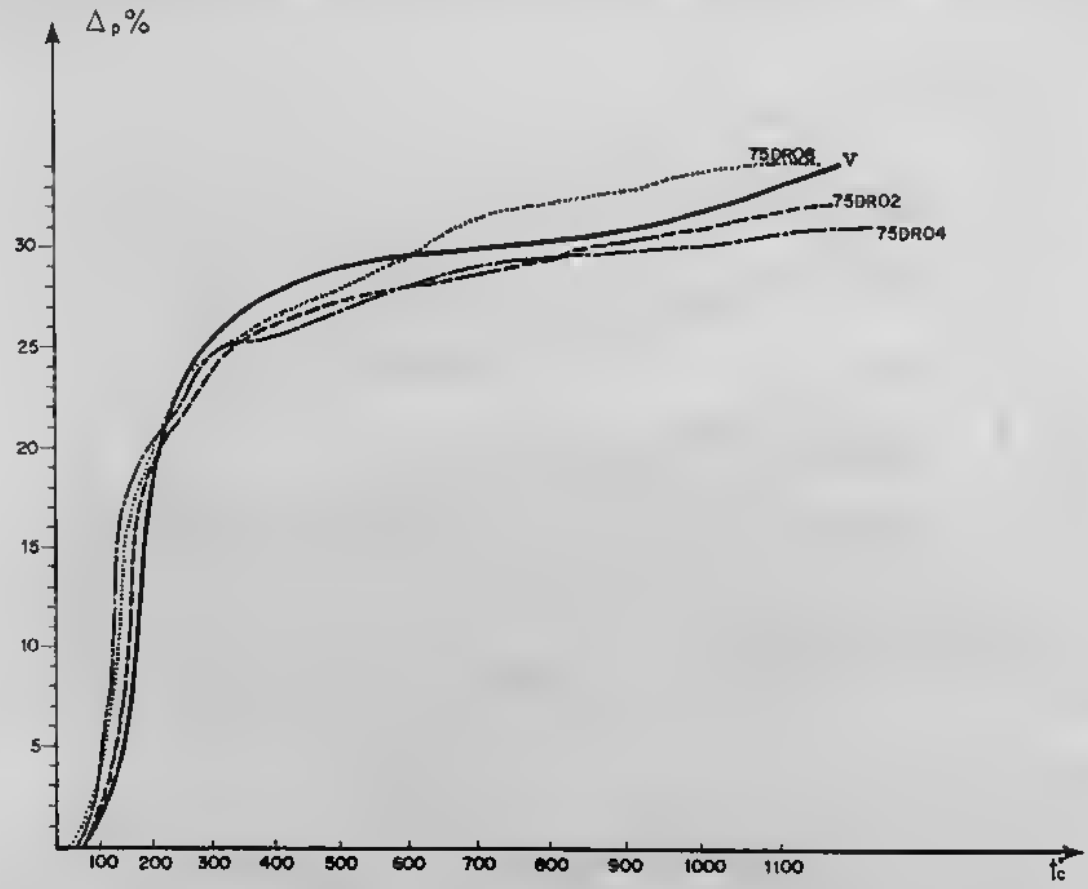


Fig. 2. Comportement à l'analyse thermique pondérale de quelques échantillons de vernadite prélevés dans les nodules de l'océan Indien. V : vernadite type fournie par Andrushchenko.

— La birnessite (4 MnO_2 Mn $(OH)_2$ 2 H_2O) est le manganate à 7 Å naturel qui a été découvert en 1956 par Jones et Milne dans le ciment d'un grès. En section polie, cet oxyde est doué d'une forte anisotropie avec un pléochroïsme intense passant du gris clair au gris sombre (Perseil *et al.*, 1974). Sa réflectance est de l'ordre de 18 %, supérieure à celle de la vernadite mais inférieure à celle de la todorokite.

L'examen aux rayons X de la birnessite montre quatre réflexions caractéristiques : 7,20 Å (forte) ; 3,60 Å (moyenne) ; 2,45 et 1,42 Å (faibles). Il semble que seuls les degrés de cristallinité et d'oxydation établissent la différence entre la birnessite et la vernadite.

— La todorokite $(Mn^{2+}, Mg, Ca, Ba, Na, K)_2$ Mn_5^{4+} O_{13} 3 H_2O) est le manganate à 10 Å naturel, décrit pour la première fois en 1934 par Yoshimura, noir-brunâtre à brun sombre ; cet oxyde est fibreux et très fragile. L'examen aux rayons X de la todorokite indique la présence de la réflexion essentielle à 9,65 Å et d'une autre importante à 4,81 Å qui servent de base à son identification. Giovanoli et ses collaborateurs (1976) pensent que la todorokite est un mélange de busérite et de γ — MnOO H (la manganite).

La busérite est un manganate à 10 Å de synthèse (Giovanoli, 1976), de symétrie hexagonale, qui admet dans sa structure des métaux de transition. La dimension de la maille cristalline varie en fonction de la nature de ces éléments. Il est important de signaler que les clichés aux rayons X, des

Source : MNHN, Paris

échantillons de todorokite riches en Cu provenant des nodules polymétalliques, sont comparables à ceux de la *busérite — Cu*, ce qui signifie que dans les cas des nodules, todorokite et busérite représentent la même phase.

En section polie, la todorokite (busérite) des nodules possède une réflectance et une anisotropie supérieures à celles de la birnessite ou de la ranciéite.

— La ranciéite est un oxyde argentin connu depuis fort longtemps, car il est cité même par Romé de l'Isle (1783) sous le nom de « manganèse oxydé argentin ». La variété la mieux caractérisée se trouve dans le gisement de Rancié (Ariège), gisement ferro-manganésifère. Dans ce gisement, elle se présente en lamelles très minces et donne des masses fibreuses brunes violacées à éclat métallique. *Toutes les analyses chimiques de ranciéite montrent un rapport MnO_2/MnO nettement supérieur à celui des « todorokites »*.

Les caractères optiques de la ranciéite sont très proches de ceux de la todorokite, mises à part sa transparence en lame mince et sa réflectance plus faible que celle de la todorokite.

Les examens aux rayons X mettent en évidence en plus des cinq réflexions (Fleischer et Richmond, 1943) : 7,57 Å (forte) ; 3,77 Å, 2,34 Å, 2,04 Å (moyennes) et 2,46 Å (faible), aussi une vers 9,50 Å (forte) qui est commune à la ranciéite et à la todorokite (Perseil, 1967). Il est donc très probable — comme le pensent les spécialistes des phases synthétiques — que la ranciéite et la todorokite ne soient en réalité que des mélanges de feuillets à espacements différents : de manganate à 10 Å ; manganate à 7 Å et manganate à 10 Å ; γ-MnOOH (manganite),

En ce qui concerne les conditions de gisement, si la vernadite, la birnessite et la ranciéite traduisent des milieux franchement oxydants, il n'en est pas de même pour la todorokite qui se forme dans des conditions moins oxydantes.

III. — COMPOSITION DES CONCRÉTIONS MÉTALLIFÈRES ET MILIEUX DE SÉDIMENTATION

1. — Au niveau d'une ride et d'un plateau aséismique.

a) *Sur la ride de Davie, dans le canal de Mozambique.*

— Généralités sur le milieu de sédimentation.

La campagne INDINOR II du navire « Le Suroît » sur la ride de Davie dans le canal de Mozambique [1] a montré que la ligne de crête (400 à 2 000 mètres) de cette ride d'origine sédimentaire (Ségoufin, Leclaire et Clocchiatti, 1978) était revêtue très fréquemment d'une épaisse cuirasse de dépôts polymétalliques. L'étude a porté sur un prélèvement de croûte effectué par dragage (SU77 DRO1 ; fig. 3). Les 31 carottages à piston effectués sur cette ride permettent d'affirmer que cette cuirasse se trouve en contact direct avec l'eau de mer en l'absence de toute couverture sédimentaire d'épaisseur notable. Par contre, il est très vraisemblable que la cuirasse scelle des dépôts pélagiques (boues calcaires à nannofossiles d'âge Crétacé supérieur à Néogène) ou des roches sédimentaires encore plus anciennes. Au pied de la ride et dans les bassins adjacents se déposent des boues calcaréo-siliceuses plio-quaternaires à Foraminifères, nannofossiles, Radiolaires et Diatomées. L'accumulation de ces matériaux semble se faire à la cadence de 10 à 20 m/M.a. Dans les sédiments, sous une couche oxydée récente de plusieurs dizaines de centimètres, se situe une zone réduite caractérisée par la présence de pyrite (moules internes de Foraminifères ou remplissage de terriers).

Selon Sverdrup, Johnson et Fleming (1942), des eaux à faible teneur en oxygène en provenance du Golfe d'Aden circulent actuellement dans le canal de Mozambique ; la zone à minimum d'oxygène

1. Campagne organisée par le Laboratoire de Géophysique marine de Saint-Maur (I.P.G.P.).

Source : MNHN, Paris

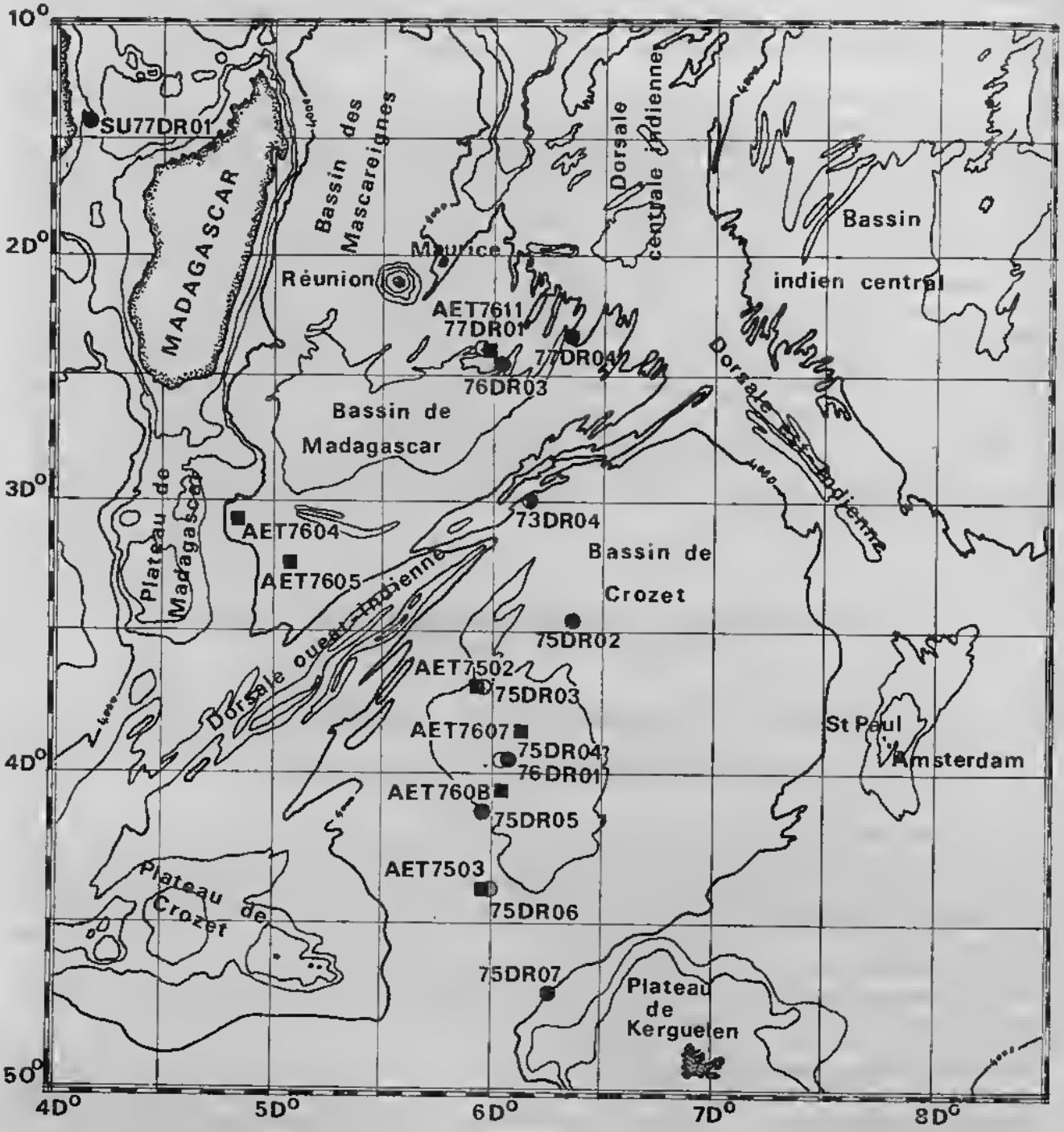


FIG. 3. — Localisation des sites de prélèvement
(les ronds et cercles représentent des dragages, les carrés des carottages grande section).

Source : MNHN, Paris

se situe vers 1 300 mètres mais une faible teneur en oxygène — 2,8 à 3,2 ml/litre — se rencontre jusque vers 2 000-2 200 mètres.

— Composition des dépôts métallifères.

L'examen des sections polies des échantillons prélevés a montré que les oxydes de manganèse se trouvent uniquement sous leur forme mal cristallisée : vernadite (MnO_2nH_2O) prédominante par rapport à l'hydroxyde de fer (δ-'FeOOH) qui lui est intimement associé. Ces deux phases minérales se caractérisent par leur faible réflectance et leur faible anisotropie. Les oxydes et hydroxydes de fer (δ'-FeOOH) reconnaissables à l'examen en rayons X par les réflexions à 2,54 Å — 2,23 Å et 1,7 Å se présentent à l'observation au microscope électronique à balayage sous la forme de fins feuillets. Le comportement thermique des échantillons analysés est très proche de celui d'une vernadite *type* (du Pacifique) qui nous a été confiée par P. Andrushchenko (fig. 2).

Uniformément répartis dans la masse de ces oxydes mal cristallisés, se trouvent de très fins fragments de magnétite et ilménite.

La présence de δ'-FeOOH explique la très forte teneur en fer des échantillons analysés.

b) *Sur le plateau des Aiguilles.*

— Généralités sur le milieu de sédimentation.

La campagne NOSICAA a permis d'échantillonner des concrétions polymétalliques dans le nord du plateau des Aiguilles, par une profondeur de 2 550 mètres.

Cette morphostructure qui se situe environ à 800 km du plateau continental sud-africain semble caractérisée par une série d'affleurements vraisemblablement constitués par des calcaires fossilifères d'âge Crétacé supérieur à Paléogène (Saito et Fray, 1964). Bien que relativement peu de prélèvements aient été effectués jusqu'à présent sur ce plateau aséismique, il semble qu'il soit recouvert d'une couverture sédimentaire très condensée, à lacunes stratigraphiques, d'âge Crétacé supérieur à Quaternaire (Tucholke et Carpentier, 1977).

Le plateau des Aiguilles, d'une profondeur moyenne de l'ordre de 2 500 à 3 000 mètres, se situe dans une zone où deux masses d'eaux relativement appauvries en oxygène arrivent en superposition (Le Pichon, 1960) : les eaux du canal de Mozambique évoquées ci-dessus et propulsées par le courant des Aiguilles et les eaux atlantiques profondes qui perdent progressivement leur oxygène d'Ouest en Est (4,75 à 4 ml/litre). L'importante influence, par le passé, des mouvements des eaux de fond sur la sédimentation a été reconnue par Tucholke et Carpentier (1977).

— Composition des dépôts métallifères.

Ainsi, en l'absence de toute autre sédimentation et au contact de ces masses d'eaux, se déposent des oxydes polymétalliques (dragage MD 75DR08) dont la composition est identique à ceux de la ride de Davie et donc caractérisés par la vernadite dominante par rapport à δ'-FeOOH et l'absence totale de todorokite. Vers le cœur des grosses concrétions (30 à 40 cm de diamètre), une augmentation de la réflectance et de l'anisotropie au niveau de très fins liserés traduit l'apparition de birnessite ; dans ce secteur du nodule, une alternance vernadite-birnessite est amorcée.

La magnétite et l'ilménite, en fins fragments et faibles quantités, sont cependant plus abondantes que sur la ride de Davie.

La composition chimique des dépôts métallifères des deux régions est comparable ; retenons : la richesse en fer (δ'-FeOOH), la relative importance du cobalt et la faible quantité d'insoluble.

2. — Dans le bassin de Madagascar.

a) *Généralités sur le milieu de sédimentation.*

Les prélèvements AET 7611 (carotte de grande section), 76DR03, 77DR01 et 77DR04 ont été réalisés dans le secteur oriental du bassin de Madagascar (fig. 3), sur les zones hautes d'un fond

Source : MNHN, Paris

très rugueux dont les pentes peuvent atteindre 10 à 20 %. C'est fréquemment sur la partie sommitale de ces rugosités que le plancher basaltique vient à l'affleurement ; il est alors encroûté par des cuirasses polymétalliques. C'est toujours au niveau de ces rugosités que l'on rencontre les séries néogènes et quaternaires à champs de nodules interstratifiés.

Dans le secteur occidental, soit à la verticale du plancher basaltique d'âge Crétacé supérieur, soit à l'aplomb des contreforts du plateau malgache, ont été réalisés deux prélèvements de grande section (AET 7604 et 7605, fig. 3) à champs de nodules interstratifiés. Les deux sites explorés sont caractérisés par la présence d'Éocène carbonaté sous-jacent (44 à 50 M.a. ; carottes MD 76093, 76099).

Aucun affleurement du plancher basaltique n'a été repéré, mais le forage 245 du « Glomar Challenger » laisse penser que l'épaisseur des sédiments d'âge Crétacé supérieur à Paléogène est de l'ordre de 200 m.

La sédimentation dans le bassin de Madagascar se caractérise par des dépôts carbonatés — avec traces de silice biogène au Quaternaire — qui, en fonction de la profondeur, évoluent graduellement par dissolution vers les boues rouges, celles-ci apparaissant vers 4 800 mètres (Clocchiatti, 1976).

Heezen et Hollister (1964) ont photographié des figures sédimentaires dans le bassin de Madagascar créées par des mouvements d'eaux de fond. Bien que l'on ne dispose que de rares mesures hydrologiques, il semble d'après Warren (1978) que la circulation de ces eaux de fond soit conditionnée par le passage d'eaux antarctiques de fond vraisemblablement au travers de la dorsale ouest-indienne, le long de reliefs en creux soulignant peut-être les failles de transformation d'orientation générale Nord-Sud. Ces eaux de fond se caractérisent par une teneur en oxygène dissous relativement élevée (de l'ordre de 4,5 à 5 ml/litre) et une température inférieure ou égale à 1°-1,2° C (0,74° C pour la station 55 du « Vema », *in* Warren, 1974). Il n'est pas impossible que l'eau atlantique de fond entre dans le bassin de Madagascar au niveau d'un seuil limité au Nord par le plateau de Madagascar et au Sud par la dorsale ouest-indienne (Le Pichon, 1960).

Quoi qu'il en soit, ces eaux de fond s'organisent sous la forme d'un courant de contour qui remonte vers le Nord dans le bassin des Mascareignes en s'appuyant sur les contreforts du plateau malgache et le plateau continental de Madagascar. Il est vraisemblable qu'une diramation des eaux du flot en provenance du bassin de Crozet baigne la bordure orientale du bassin de Madagascar et entre dans le bassin des Mascareignes après avoir contourné l'île de la Réunion.

b) *Composition des nodules polymétalliques.*

— *Secteur oriental.*

Les nombreuses analyses effectuées sur des échantillons provenant des dragages 76DR03, 77DR02 et 77DR04 et du carottage de grande section AET 7611 montrent que la phase authigène facilement soluble des nodules est constituée par une association de vernadite et de birnessite disposées alternativement en couches concentriques (nodules sphériques). Cette association se caractérise au niveau des champs situés à l'interface eau-sédiment par une prédominance de la vernadite, la birnessite pouvant localement n'être qu'accessoire ; le cœur des nodules étant systématiquement enrichi en birnessite alors que l'écorce des nodules n'est plus constituée que de vernadite (évolution du centre vers la périphérie du nodule).

Dans la carotte AET 7611, il se produit un rééquilibrage entre la vernadite et la birnessite au niveau des 3e et 4e bancs enfouis (30 à 50 cm), caractérisé par le fait que les proportions relatives de ces deux espèces deviennent comparables, et se manifestent par une augmentation de la réflectance et de l'anisotropie de l'oxyde de manganèse, notamment dans les couches externes des nodules. Ce phénomène s'accompagne d'ailleurs d'une augmentation de l'importance des fragments de todorokite situés au centre des micro-concrétions. Vers la base, entre 60 et 70 cm, les nodules contenus dans la carotte semblent notablement plus riches en todorokite sans doute authigène (en fins liserés) et remaniée (sous forme de fragments plus importants au centre du nodule). La ranciéite en fins liserés a été identifiée, associée aux autres espèces minéralogiques d'oxydes de manganèse, grâce à sa transparence. Du fer, sous forme de δ'-FeOOH, est fréquemment associé à la vernadite et, sous forme de paillettes, tapisse des sphérules silicatées incluses dans les nodules.

Source : MNHN, Paris

La fraction héritée des matériaux constituant le nodule se compose essentiellement de fragments de silicates provenant du basalte, que l'on rencontre aussi bien en position de nucléus (gros fragments) que dispersés dans la masse des oxydes de manganèse. Sont aussi englobés dans les concrétions manganésifères de très nombreux cristaux de magnétite, titano-magnétite et ilménite, plus fréquents et plus gros au voisinage du cœur du nodule qu'à la périphérie. L'importance des fragments de silicates altérés entrant dans la composition des nodules explique la forte teneur en insoluble (à l'acide chlorhydrique) de ces derniers : 20 % et plus.

Dans ces fragments, on a pu identifier par spectrométrie infrarouge la présence d'antigorite, de chrysotile et de deux types de montmorillonite (à aluminium et magnésium : saponite). Ces fragments de basalte altéré sont aussi très riches en pyrrhotine globulaire (partiellement oxydée en goethite) et en fines inclusions de pyrite en « arbre de Noël ».

De fins cristaux de phillipsite ont été observés en grand nombre aussi bien dans les noyaux qu'en fragments piégés entre les microconcrétions d'oxydes de manganèse ; ce minéral est souvent caractérisé grâce aux mâcles simples ou doubles qui contribuent à former des groupements cruciformes typiques.

Enfin, notons la présence paradoxale de pyrite non plus sous la forme d' « arbre de Noël » en inclusion, mais sous la forme de pyritospbères, d'origine typiquement sédimentaire, dispersées dans la masse des oxydes de manganèse.

La composition chimique — très constante du sommet vers la base de la carotte — de ces nodules montre qu'ils sont très riches en fer, titane et cobalt et pauvres en nickel et cuivre.

— *Secteur occidental.*

Dans ce secteur du bassin de Madagascar, la phase authigène des nodules contenus dans les carottes de grande section (AET 7604 et 7605) : les oxydes de manganèse, se caractérise aussi par l'association vernadite-birnessite avec la même différenciation des proportions relatives que celle évoquée ci-dessus (AET 7611), du centre vers la périphérie au sein d'un même nodule et du haut en bas dans la carotte. En effet, la birnessite devient considérablement plus abondante au niveau des bancs les plus anciens, la vernadite prédominant au niveau des bancs de surface et de subsurface. Cette différenciation n'est pas apparente au niveau de l'AET 7605 car les nodules de ce dernier sont, pour l'essentiel, constitués de sédiment enrobé d'une mince pellicule d'oxydes métalliques (0,5 à 0,7 cm).

Le secteur occidental se différencie du secteur oriental par la présence de pyrolusite substituée dans pratiquement tous les cas par de la todorokite. *Des fragments de cette pyrolusite constituent même la plupart des noyaux des nodules contenus dans la carotte AET 7604.* Ailleurs, la todorokite remplaçant la pyrolusite se présente généralement en fines gerbes à pléochroïsme très marqué : en rubans interrompus entre les concrétions de vernadite ou en fins fragments noyés dans la masse de cet hydroxyde.

Dans l'AET 7605, la todorokite, en fragments de concrétions ou en concrétions, se localise fréquemment près des noyaux « sédimentaires ». On la rencontre sous forme de fines sphérules peut-être formées sur place à l'intérieur de ceux-ci ; la pyrolusite a principalement été observée dans les nodules du banc de surface. Si la formation de concrétions d'oxydes de manganèse autour d'un germe lui-même manganésifère remanié différencie bien ce secteur de la zone orientale du même bassin, il est aussi significatif de constater l'absence totale de débris de minéraux silicatés provenant du basalte. Quant aux oxydes de même origine : magnétite, titano-magnétite, ilménite, ils sont ici relativement rares, en fragments anguleux de taille très moyenne et uniquement localisés entre les microconcrétions ferro-manganésifères.

Par rapport à ceux du secteur oriental du bassin de Madagascar, la composition chimique des prélèvements du secteur occidental est caractérisée par un appauvrissement net en fer, titane et cobalt. Dans les deux cas, les teneurs en phosphate signalées par les analyses chimiques sont à rattacher à la fréquence des débris organiques comme des dents de squales, particulièrement abondantes dans le secteur Est où elles constituent fréquemment le noyau.

Source : MNHN, Paris

3. — Dans le bassin de Crozet.

a) *Généralités sur le milieu de sédimentation.*

Le bassin de Crozet a été créé par la dorsale est-indienne. Il est sillonné par une série de failles de transformation bien connues (Schlich, 1975) d'orientation Est Nord-Est, Ouest Sud-Ouest, déterminant parfois des zones hautes à très faible revêtement sédimentaire. Entre les anomalies magnétiques 19 et 21, c'est-à-dire à l'Éocène inférieur, un changement dans la direction d'expansion des fonds océaniques est peut-être à l'origine de la zone la plus profonde du bassin de Crozet. Cette zone de plus grande profondeur canalise très vraisemblablement les eaux antarctiques de fond, lesquelles venant du bassin d'Enderby, au Sud, franchissent le seuil de Kerguelen-Crozet et remontent vers la dorsale ouest-indienne qu'elles traversent. Ces eaux sont caractérisées par leur température basse, voisine de 0°C, leur faible salinité et leur forte teneur en oxygène dissous — égale ou supérieure à 5 ml/l (Gordon, 1973 ; Gambéroni, ce volume) —.

L'hydrologie des eaux de surface et de subsurface de ce bassin est caractérisée par deux fronts : au Nord, la convergence subtropicale, au Sud la convergence antarctique, entre lesquelles fonctionne une zone de divergence vers 40° Sud ; zone qui détermine une ceinture de haute productivité (Defant, 1961 ; Lisitzin, 1972).

Dans le bassin de Crozet, la sédimentation est actuellement calcaréo-siliceuse dans les zones hautes et siliceuse à glacio-détritique sous la C.C.D. (située dans ce bassin aux environs de 5 000 m).

b) *Composition des concrétions polymétalliques.*

— *Sur les zones hautes des fractures.*

Les campagnes NOSICAA et SESAM ont permis d'étudier dans le bassin de Crozet un secteur particulier d'une faille de transformation, jalonné sur 400 km par trois intumescences du plancher basaltique. Les points hauts explorés, dont certains culminent à 3 800 mètres, surplombent la « plaine abyssale » adjacente (compartiments structuraux du plancher basaltique) dont la profondeur est comprise entre 5 000 et 5 300 mètres et d'âge Paléogène (anomalies magnétiques 22 à 26). Ces zones hautes qui portent des sédiments carbonatés d'âge Éocène moyen à Oligocène inférieur sont caractérisées par la présence de cuirasses et de concrétions polymétalliques géantes (200 à 300 kg) avec çà et là de petits champs de nodules. Les concrétions géantes se sont développées autour de fragments de pillow-lavas ou de roches basaltiques (de plusieurs dizaines de kilogrammes). Les nodules et certaines concrétions géantes semblent reposer sur les sédiments éocènes, une partie de cuirassement recouvrant peut-être du basalte à l'affleurement. La couverture sédimentaire néogène et quaternaire semble réduite à quelques placages très peu épais (quelques mètres) et d'extension limitée de boues décarbonatées recouvertes d'une fine couche de sédiments calcaréo-siliceux.

La composition minéralogique des nodules prélevés au niveau des zones les moins profondes (MD 75DR05 ; fig. 3) est caractérisée par la forte prédominance de l'oxyde de manganèse amorphe ou mal cristallisé : la vernadite, associée à de rares liserés de birnessite et à de la ranciéite. On a noté la présence accessoire de todorokite toujours en fragments manifestement remaniés. Le centre des micro concrétions dont la coalescence a formé le nodule est très souvent constitué par des oxydes de fer amorphes. La goethite est très courante en bordure des concrétions de vernadite. Les minéraux ferrugineux hérités du basalte : magnétite, titano-magnétite, ilménite et rutile sont abondants, de même que les fragments de roches silicatées (serpentine, quartz, montmorillonite et illite), le tout étant englobé dans la masse des hydroxydes de manganèse.

Dans un autre prélèvement (MD 75DR04 ; fig. 3) effectué par une profondeur plus importante, on a noté l'apparition de l'alternance vernadite-birnessite avec prédominance de vernadite surtout à la périphérie des nodules. La ranciéite en fins liserés reste accessoire. La todorokite constitue une proportion importante des oxydes de manganèse au centre du nodule. Elle est présente aussi, noyée dans la vernadite, sous forme de fines concrétions ou de fragments ; elle n'est donc, dans ce cas, qu'en

Source : MNHN, Paris

partie remaniée. Les fragments ferrugineux sont très fréquents au centre des microconcrétions ; quant à la goethite, elle constitue souvent de fines bandes au voisinage des concrétions riches en todorokite. La phase « non authigène » très importante se compose d'oxydes de fer : magnétite, titano-magnétite, ilménite, associés à du rutile et à d'abondants fragments de silicates riches en inclusions opaques.

Il est évident que dans les deux cas qui viennent d'être présentés, les grandes quantités de titane et de fer que contiennent les nodules sont à mettre en relation avec la présence des minéraux ferrugineux hérités du basalte.

— Sur une zone de relief relative à une autre faille de transformation, un dragage (MD 75DR02 ; fig. 3) a permis de recueillir des nodules botryoïdaux constitués par de la vernadite et de la birnessite en proportions comparables et renfermant en quantité notable de la todorokite en fragments remaniés — au centre des microconcrétions ou dans les couches de vernadite — et en fins rubans (authigènes). La todorokite, bien que non prédominante, est un des oxydes de manganèse caractéristiques du site et peut constituer 15 à 20 % de la couche corticale des nodules, siège privilégié de la vernadite. Les fragments de magnétite et titano-magnétite sont fréquemment inclus dans les concrétions ferromanganésifères, de même que les débris de squelettes de micro-organismes.

Le noyau est constitué par une masse de montmorillonite riche en phillipsite. De nombreux fragments de silicates altérés de taille variable, de même que des hydroxydes de fer amorphes, se trouvent à la fois dans les micro-concrétions ferromanganésifères et piégés entre ces dernières. Dans ce prélèvement, la reprise de fragments de nodules est particulièrement manifeste et se caractérise par de nombreuses « discordances » entre les couches alternantes des divers oxydes du fragment remanié et celles qui l'ont englobé.

— Le cas particulier des contreforts Nord-Ouest du plateau de Kerguelen (MD 75DR07 ; fig. 3).

Le champ de dépôts métallifères de cette région est constitué pour l'essentiel de pierrailles glacio-détritiques en position de noyaux enrobées de couches plus ou moins épaisses d'oxydes polymétalliques en « praline ». Ces oxydes contenant en quantité notable de la magnétite, de la titano-magnétite, de l'ilménite et des fragments détritiques, sont constitués environ pour moitié de vernadite et birnessite. A la vernadite est toujours associé δ'-FeOOH. A noter que les concrétions à noyau de faible dimension sont caractérisées par une forte teneur en oxydes de manganèse (24 à 27 %), ce qui explique peut-être la concentration non négligeable de nickel : 0,65 % de NiO.

— En « domaine abyssal ».

Plusieurs champs de nodules du secteur central — le plus profond — du bassin de Crozet ont aussi été explorés (fig. 3) :

- au Nord, un dragage (75DR03) a été doublé d'un prélèvement de grande section (AET 7502) ;
- plus au Sud, deux prélèvements grande section ont été effectués à proximité de la fracture « SESAM » (AET 7607 et 7608) ;
- enfin, un champ déjà reconnu par le « Conrad » a été échantillonné par dragage (75DR06) et par carottage grande section (AET 7503).

Les nodules du site 75DR03 sont constitués pour l'essentiel de plaquettes de sédiment à montmorillonite, quartz et nombreux fragments de magnétite, titano-magnétite et ilménite souvent de grandes dimensions. Ces plaquettes sont recouvertes extérieurement de fines concrétions de vernadite et ranciéite et, au plus proche du noyau sédimentaire, on reconnaît de la birnessite et de la todorokite. De la goethite en fines concrétions est présente ainsi que de nombreux fragments d'hydroxydes de fer amorphes.

Au niveau des sites des AET 7607 et 7608 et de 75DR06, les nodules polynucléés recueillis sont constitués par de multiples concrétions très riches en fragments détritiques (quartz, feldspaths, pyroxènes...), débris de roches (micaschistes, schistes, etc...) manifestement d'origine glacio-détritique. Ils sont généralement dépourvus de phase argileuse, ce qui explique qu'en dépit de l'abondance du constituant détritique, ces nodules sont parmi les plus riches en MnO_2. Ces éléments glacio-détritiques sont concentrés au cœur des concrétions dont ils constituent le noyau, les couches externes étant

Source : MNHN, Paris

toujours les plus riches en MnO_2. Les noyaux renferment aussi, en quantités remarquables, des framboïdes de pyrite souvent oxydée (pl. I) ; en outre, on y trouve des micro-organismes épigénisés (pl. II). La vernadite et la birnessite, en proportions comparables, constituent une part importante des oxydes de manganèse. Cependant, la todorokite en fines concrétions dans les couches péripbériques et en fragments de concrétions plutôt vers le cœur est un élément important de ces oxydes. Les fragments ou inclusions de magnétite, ilménite, goetbite et chalcopyrite sont fréquents dans les parties centrales des nodules et englobés dans la masse des oxydes.

La composition chimique de ces nodules se caractérise par une teneur relativement élevée en manganèse et nickel, le cuivre ne se trouvant qu'à l'état de traces, de même d'ailleurs que le cobalt.

IV. — MINÉRALOGIE ET ENVIRONNEMENT

1. — Répartition des oxydes de manganèse authigénes.

Au terme de cette étude exploratoire, il apparaît que la grande masse des oxydes de manganèse déposés dans les régions étudiées de l'océan Indien est sous la forme de vernadite associée à la birnessite (pl. I et II). La vernadite seule, avec de l'bydroxyde de fer hydraté, ne se rencontre qu'au niveau des points hauts comme la ride de Davie et le plateau des Aiguilles. La todorokite associée à la vernadite semble ne se trouver en abondance que dans une zone très restreinte du bassin. Constatons en outre que si la vernadite se trouve en tous lieux et en toutes profondeurs, la birnessite n'est abondante, sinon dominante, que par grande profondeur dans le bassin de Crozet en particulier. Il semble bien qu'à des profondeurs croissantes de dépôts dans le bassin de Crozet, corresponde une évolution de l'association vernadite-birnessite vers une prédominance de ce dernier oxyde. On retrouverait donc ainsi un étagement bathymétrique de la composition minéralogique des nodules, phénomène évoqué par Barnes (1967), repris par Cronau et Tooms (1969). Bezrukov et Andrushchenko (1973) constatant la présence de todorokite (en faibles quantités) par différentes profondeurs n'ont pas retenu cette hypothèse. Il est vrai que l'on peut trouver de la todorokite à différentes profondeurs dans les cuirasses ou les nodules polymétalliques. Le problème est de savoir si, dans tous les cas, ce minéral est toujours authigène. Nos propres observations, notamment celles relatives aux dépôts métallifères du bassin de Crozet, nous ont amenés à penser que la todorokite en fragments insérés entre les microconcrétions ou servant de noyau à ces dernières n'est pas authigène mais remaniée. Il y a tout lieu de penser que, dans ce cas, ce minéral a pu se former dans des temps plus anciens et dans des milieux différents de l'environnement océanique récent ou actuel. Par contre, la todorokite en liserés plus ou moins épais, non fragmentée, manifestement authigène, ne se trouve que par très grande profondeur, en traces, dans le bassin de Crozet. Nous pensons donc que l'hypothèse initialement formulée par Barnes est fondée, en précisant qu'il semble y avoir un double étagement dans le rapport entre, d'une part, la vernadite et la birnessite et, d'autre part, la vernadite et la todorokite.

Donc, le fait que l'évolution de la composition minéralogique se manifeste dans le bassin de Crozet par une augmentation de la birnessite témoigne d'un effet régional indépendant de la profondeur. Il est vraisemblable que l'étagement bathymétrique évoqué ci-dessus est contrôlé par des paramètres évoluant en fonction de la profondeur et selon des modalités propres à chaque bassin. Parmi ceux dont l'influence a déjà été envisagée par les auteurs, la température de l'eau de mer ne permet pas d'expliquer les variations régionales : en effet, à profondeur équivalente, la température des eaux de fond d'origine antarctique est comparable dans tous les bassins. Il n'en va pas de même pour la teneur en oxygène dissous et le pH (concentration en ions carbonatés) éminemment variables selon les domaines océaniques, en fonction du mouvement des masses d'eaux. Le rôle éventuel de la concentration en oxygène dissous des eaux, modulée par l'oxydation de la matière organique, a déjà été envisagé par plusieurs auteurs (Summerhayes et Willis, 1975 ; Cronan, 1977 ; etc...). Il n'est pas impossible en effet que l'enrichissement très marqué des nodules du centre du bassin de Crozet en birnessite soit en rela-

Source : MNHN, Paris

tion avec le passage des eaux antarctiques de fond, parfaitement identifiées lors de la campagne ANTIPROD I (Jacques et Gambéroni, 1978), au niveau du seuil Crozet-Kerguelen. Au contact du sédiment où se forment les nodules, la quantité d'oxygène des eaux de fond et, partant, leur potentiel d'oxydoréduction, peut être modulé par l'oxydation de la matière organique produite par la zone de haute productivité du domaine subantarctique entre 40 et 50° Sud. Un abaissement épisodique du potentiel d'oxydo-réduction des eaux de fond, au niveau du site 75DR06 par exemple, pourrait expliquer la formation tout aussi épisodique de fins liserés de todorokite authigène.

Le fait que la prédominance de la birnessite par rapport à la vernadite se produise au voisinage ou sous la profondeur de compensation des carbonates signifierait que la concentration en ions carbonates ou le pH participe aussi au contrôle de la nature des oxydes de manganèse. Ainsi, les milieux « acides » (grande profondeur) pourraient préférentiellement donner naissance à la birnessite s'ils sont très oxygénés. Les observations de Calvert et Price (1977) à propos de la formation des nodules à todorokite en milieu peu profond (lacs continentaux, marges continentales), faisant jouer un rôle déterminant au pH, ne vont pas à l'encontre de cette hypothèse.

Si l'on se souvient (voir paragraphe précédent) que les enveloppes de vernadite à δ'-FeOOH alternent avec des enveloppes de birnessite (bassin de Crozet, bassin de Madagascar), on est alors conduit à penser que cette alternance qui détermine pour une bonne part la zonation des nodules et des micro-concrétions polymétalliques est provoquée par des fluctuations discrètes et cycliques dans les relations Eh-pH du milieu de formation. De plus, si l'on accepte l'observation selon laquelle il y a généralement plus de birnessite au cœur des nodules à vernadite-birnessite, on est aussi amené à penser que ces fluctuations discrètes seraient modulées par des modifications de plus longue période et plus grande amplitude. Sachant par ailleurs que les nodules interstratifiés les plus profonds (prélèvements de grande section : AET 11, AET 04) du bassin de Madagascar sont plus riches en birnessite que ceux des niveaux sus-jacents, on peut envisager que, dans un intervalle de temps compris entre 600 000 ans environ et nos jours (Leclaire *et al.* 1977), la composition minéralogique des différents bancs de nodules enfouis ait été sous le contrôle d'une lente modification du pH-Eh des eaux de fond. S'il est impossible de vérifier une quelconque évolution de l'oxygénation des eaux de fond, il est démontré (Clocchiatti, ce volume) que, pour une profondeur donnée et depuis plusieurs centaines de milliers d'années, le flux de particules calcaires fossilisées augmente progressivement et que cette augmentation est liée non pas à la productivité, mais à une diminution de l'agressivité des eaux de fond, donc très vraisemblablement à une augmentation du pH. Une autre interprétation de ces alternances et lentes modifications de la composition minéralogique des nodules étudiés est aussi à considérer ; on pourrait en effet penser que, par vieillissement, « maturation », l'oxyde le moins bien cristallisé, la vernadite, se transforme en birnessite ou todorokite. Si tel était le cas, on devrait observer des figures de rétraction dans les couches de birnessite ainsi néoformées, par suite du départ de la grande quantité d'eau que suppose le passage vernadite-birnessite ; en outre, la feroxyhite en fins liserés (δ'-FeOOH), toujours associée à la vernadite, devrait être intégrée au nouveau minéral ou expulsée. Aucune observation précise ne vient en appui de ces suppositions.

2. — Répartition des minéraux hérités.

a) *La todorokite et la pyrolusite.*

Le problème du remaniement éventuel de la todorokite a déjà été évoqué ci-dessus. Nous avons considéré que tout fragment de concrétion ou microconcrétion constitué par ce minéral présentant des arêtes vives recoupant les zonations, n'était pas authigène. La relative abondance dans des nodules en provenance du bassin de Crozet (75DR02, 75DR04, 75DR05, etc...) de tels fragments englobés dans la birnessite et la vernadite, fait penser à la fragmentation de nodules anciens constitués dans un milieu différent. Il convient de souligner que ces nodules à todorokite remaniée ont souvent été prélevés au voisinage d'affleurements de Miocène (75DR02), d'Oligocène (75DR05) et d'Éocène (75DR04).

Quant à la pyrolusite (en grande partie remplacée par de la todorokite) constituant la majorité des noyaux des nodules contenus notamment dans la carotte AET 04, il est vraisemblable qu'elle soit

Source : MNHN, Paris

de même remaniée ; on ne connaît pas actuellement de cas certain d'authigenèse de pyrolusite. Constatons encore que ces nodules à pyrolusite ont été prélevés au voisinage immédiat d'une série carbonatée éocène sous-jacente.

b) *La pyrite.*

S'il n'est pas surprenant de rencontrer de la pyrite en « arbre de Noël », c'est-à-dire en inclusion dans des silicates ou fragments de roches silicatées manifestement d'origine détritique, la présence de pyritosphères framboïdes est par contre inattendue (pl. 1). Cette pyrite est souvent concentrée au voisinage ou dans les noyaux sédimentaires des nodules du domaine abyssal dans le bassin de Crozet, et aussi dans ceux provenant du secteur oriental du bassin de Madagascar. Qu'elle soit concentrée au cœur des nodules ou disséminée dans la masse des oxydes de la partie corticale, la pyrite sous forme de framboïdes est très souvent profondément altérée en goethite. Du fait de son habitus et parce qu'on la trouve aussi dans le sédiment associé aux nodules (par exemple, diatomites grises du site 75DR03), cette pyrite n'a pu se former qu'en milieu sédimentaire suffisamment réducteur. La formation de ce sulfure au sein de micro-milieux que peuvent constituer des loges de Foraminifères par exemple, est tout à fait explicable dans le bassin de Crozet ; il suffit d'envisager des périodes à taux de sédimentation élevé. La nature des dépôts de ce bassin : Diatomées, glacio-détritique et argiles, le laisse prévoir. Il n'en va pas de même dans l'est du bassin de Madagascar, en milieu à boues calcaires brunes très décarbonatées et à argiles rouges.

Quel que soit son mode de formation, cette pyrite framboïde se trouve incluse dans les nodules, manifestement par suite d'un remaniement du sédiment susceptible de concentrer ces sphérules lourds. La concentration de la pyrite framboïde dans le cœur des nodules étudiés laisse penser que de tels remaniements sont à l'origine de la formation du noyau sédimentaire et ont accompagné la nucléation.

c) *La magnétite et l'ilménite.*

Si l'on est en droit de considérer comme inattendue la présence de pyrite néoformée au sein d'oxydes polymétalliques, il est tout aussi remarquable d'y trouver de fortes concentrations de magnétite et ilménite associées. Dans l'est du bassin de Madagascar (dragage 77DR01), ces minéraux peuvent constituer plus de 5 % de la masse totale du nodule ; ils entrent aussi pour une bonne part dans la constitution des nodules du bassin de Crozet ; ils sont par contre rares dans les cuirasses de la ride de Davie et dans celles du plateau des Aiguilles. On trouve aussi ces minéraux toujours inclus dans leur gangue silicatée comme éléments constitutifs des débris de roches basaltiques formant les noyaux des nodules, notamment de ceux du secteur est du bassin de Madagascar. Ceci montre à l'évidence que ces minéraux proviennent au moins pour une bonne part de la désagrégation du basalte au contact de l'eau de mer. Il se trouve que dans les régions évoquées ci-dessus le plancher basaltique est très « rugueux ». Aussi bien les dragages que les prises de vues sous-marines ont montré la fréquence des affleurements de basalte et l'extrême minceur, voire l'absence totale, de couverture sédimentaire. De nombreuses observations ont permis de se rendre compte que les plus gros cristaux de magnétite et ilménite, et que les plus fortes concentrations de ces minéraux étaient localisés dans le cœur du nodule, au voisinage immédiat du noyau ou dans ce dernier s'il est sédimentaire. L'observation suivante serait plus remarquable encore si elle était confirmée : la taille et la densité de ces minéraux semblent décroître du cœur du nodule vers son cortex. S'agissant comme pour la pyrite de particules lourdes, on est amené à s'interroger — une fois de plus — sur la nature des mécanismes qui sont à l'origine d'un tel gradient de concentration. Il est difficile d'échapper à l'interprétation si souvent envisagée (Payne et Conolly, 1972 ; Kennett et Watkins, 1976 ; Leclaire et *al.*, 1976 a et b, 1977) : le vannage des sédiments par l'agitation des eaux de fond en période de non-sédimentation ; mais, il semble bien qu'il faille aller plus loin en supposant une décroissance dans le temps de l'intensité de ce phénomène.

d) *Les silicates et fragments de roches.*

Cette fraction héritée qui constitue l'essentiel de l'insoluble des analyses chimiques entre pour une part importante dans la constitution des nodules (15 à 30 %). Elle est généralement composée

Source : MNHN, Paris

de fragments de roches basaltiques, de silicates (pyroxènes, par exemple), et de leurs produits d'altération provenant du basalte, d'argiles diverses (kaolinite, montmorillonite, interstratifiés) auxquels s'ajoute, dans le bassin de Crozet, le cortège des débris de roches en provenance de l'Antarctique et transportés par les glaces. Ces minéraux se retrouvent généralement dans les sédiments associés aux nodules polymétalliques.

L'abondance de ce « détritique » conduit fréquemment à la formation de nodules polynucléés et multiconcrétionnés, comme ceux du domaine abyssal du bassin de Crozet.

V. — CONCLUSIONS

Il résulte de ce qui précède qu'au moins dans les bassins de Madagascar et de Crozet, les nodules polymétalliques sont un minerai constitué pour une part importante par une fraction de particules sédimentaires « héritées », qui se trouvent enrobées au niveau des micro-concrétions comme au niveau des nodules — qui souvent résultent de leur coalescence — par des couches d'oxydes de manganèse associées à l'hydroxyde de fer, dans le cas notamment de la vernadite, produits authigènes. Il apparaît aussi que la concentration de particules lourdes — principalement — dans les nodules à vernadite-birnessite par rapport au sédiment environnant, semble bien témoigner de l'activité des eaux de fond qui se manifesterait par un triage des particules sédimentaires environnantes ; ce triage s'accompagnant, voire suscitant, l'accrétion des nodules.

Les interprétations qui rendent le mieux compte de la diversité dans la composition minéralogique des nodules étudiés font appel à l'action directe ou indirecte du milieu. Ce n'est pas intentionnellement que l'influence éventuelle du volcanisme n'a pas été évoquée. Ceci résulte simplement du fait que les données présentées ci-dessus ne nous ont pas conduits à y faire appel.

Prêter à certaines propriétés de l'eau de mer, c'est-à-dire au milieu, un rôle prédominant dans la genèse des dépôts métallifères, c'est déjà envisager d'importantes fluctuations au moins dans la composition minéralogique des nodules. En effet, on sait que ce milieu a subi des modifications plus ou moins discrètes en relation avec les pulsations climatiques (salinité, température, dissolution des carbonates, oxygénation des eaux de fond, agitation des eaux de surface et de fond, etc...). A titre d'hypothèse de travail, nous pouvons donc envisager une relation entre ces modifications cycliques, au moins pour le Quaternaire, et l'organisation minéralogique des nodules. Dans une telle hypothèse, la zonation et l'alternance périodique des espèces minérales d'oxydes de manganèse, au niveau des micro-concrétions comme des nodules entiers, de même que l'évolution de la concentration en minéraux lourds au sein de ces concrétions, auraient un caractère moins énigmatique.

Ces travaux ont été effectués dans le cadre du L.A. n° 286, de la R.C.P. 212 et de l'E.R.A. 121 et ils ont été subventionnés par la D.G.R.S.T. (conventions n° 76.7.1923 et 77.7.1449).

Les auteurs remercient Monsieur R. Derouand pour la qualité des sections polies réalisées sur les nodules polymétalliques.

RÉFÉRENCES CITÉES

Andrushhenko P. F., 1976. — Les concrétions ferro-manganésifères de l'océan Pacifique. Naouka, Moscou p. 123-167.

Barnes S., 1967. — Minor element composition of ferromanganese nodules. *Science*, vol. 157, p. 63-65.

Bezrukov et Andrushchenko P. F., 1973. — fron-manganese concretions of the Indian ocean. *Intern. Geology Review*, vol. 15, n° 3, p. 342.-356

Source : MNHN, Paris

Calvert S. E. et Price N. B., 1977. — Shallow water, continental margin and lacustrine nodules : distribution and geochemistry. *In* Glasby G. P. Ed., Marine Manganese Deposits, Elsevier oceanography series, p. 45-86.

Clocchiatti M., 1976. — Sédimentation pélagique néogène et quaternaire et dissolution des carbonates dans le bassin de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XVIII, n° 6, p. 1613-1624.

Clocchiatti M., 1978. — État actuel de la sédimentation calcaire dans l'océan Indien austral : comparaison avec les autres océans et modélisation. (Ce volume).

Cronan D. S. et Tooms J. S., 1967. — Geochemistry of manganese nodules from the N-W Indian ocean. *Deep-Sea Research*, vol. 14, p. 239-249.

Cronan D. S. et Tooms J. S., 1969. — The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian oceans. *Deep-Sea Research*, vol. 16, p. 335-359.

Cronan D. S., 1975. — Geological and geochemical factors determining the variability of marine manganese nodules. *In* 3rd Oceanology International, Brighton, p. 118-120.

Cronan D. S., 1977. — Deep-sea nodules : distribution and geochemistry. *In* : Glasby G. P. Ed., Marines Manganese Deposits, Elsevier oceanography series, p. 11-44.

Defant A., 1961. — Physical oceanography. volume I. Pergamon Press, 729 p.

Fleischer M. et Richmond W. E., 1943. — The manganese oxide minerals. *Econ. Geol.* vol. 38, p. 269-286.

Gamberoni L., 1978. — Quelques éléments sur l'hydrologie des océans Indien sud et Antarctique (Secteur Indien). (Ce volume).

Giovanoli R., 1976. — On natural and synthetic manganese nodules. XXV^{e} Congrès Géologique International, Sydney. (Sous presse).

Gordon A.L., 1973. — Phvsical oceanographv. *Antartic Jounal*, p. 61-68,

Heezen B. C. et Hollister C. D., 1964. — Deep-Sea current evidence from abyssal sediments. *Marine Geology*, vol. 1, p. 141-174.

Jacques G. et Gamberoni L., 1978. — La campagne ANTIPROD I. *Le courrier du CNRS*, n° 28, p. 31-35.

Jones L. H. P. et Milne A. A., 1956. — Birnessite, a new manganese oxide mineral from Aberdeenshire, Scotland. *Mineral. Mag.*, vol. 31, p. 283-288.

Kennett J. P. et Watkins N. D., 1976. — Regional deep-sea dynamic processes recorded by late Cenozoic sediments of the southeastern Indian ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 87, p. 321-339.

Leclaire L., Giannesini P. J., Caulet J. P. et Clocchiatti M., 1976 a. — Sédimentation dans l'océan Indien central ; les faciès associés aux nodules polymétalliques. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, n° 396, 3^{e} sér., 55, p. 241-267.

Leclaire L., Clocchiatti M., Muller C., Caulet J. P. et Giannesini P. J., 1976 b. — Lacunes de sédimentation, séries condensées et nodules de manganèse dans les dépôts néogènes et quaternaires des bassins de l'océan Indien austral. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XVIII, n° 3, p. 725-746.

Leclaire L., Clocchiatti M., Giannesini P. J. et Caulet J. P., 1977. — Dépôts métallifères dans l'océan Indien austral. Données nouvelles sur la genèse et la prospection des champs de nodules. *Bull. B.R.G.M.*, sect. II, n° 1, p. 13-42.

Le Pichon X., 1960. — The deep water circulation in the Southwest Indian ocean. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 65, n° 12, p. 4061-4074.

Lisitzin A. P., 1972. — Sedimentation in the world ocean. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. n° 17, 1 vol., 218 p.

Payne R. R. et Conolly J. R., 1972. — Pleistocene manganese pavement production : its relationship to the origin of manganese in the Tasman Sea. *In* : Horn D. R. Ed., Ferromanganese deposits on the ocean floor, National Science Foundation, Washington D. C., p. 81-92.

Saito T. et Fray C., 1964. — Cretaceous and tertiary sediments from the Southwestern Indian ocean. *Spec. Papers of the Geol. Soc. of Amer.*, vol. 82, p. 171-172.

Perseil E. A., 1967. — Nouvelles données sur la ranciéite du Rancié. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, p. 1241-1242.

Perseil E. A., Perinet G. et Picot P., 1974. — La birnessite dans les gisements magnanésifères pyrénéens. Sa place dans la paragenèse et son origine. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, vol. 97, p. 475-478.

Source : MNHN, Paris

Romé de l'Isle J. B., 1783. — Description méthodique d'une collection de Minéraux. Paris.

Schlich R., 1975. — Structure et âge de l'océan Indien occidental. Thèse d'État, mém. hors série, Soc. Géol. Fr., n° 6, 1 vol., 103 p.

Segoufin J., Leclaire L. et Clocchiatti M., 1978. — Les structures du canal de Mozambique. Le problème de la ride de Davie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII, p. 309-314.

Summerhayes C. P. et Willis J. P., 1975. — Geochemistry of manganese deposits in relation to environment on the sea-floor around Southern Africa. *Marine Geology*, vol. 18, n° 3, p. 159-173.

Sverdrup H. V., Johnson M. W. et Fleming R. H., 1942. — The oceans, their physics, chemistry and biology. Prentice Hall Inc. Publishers, New York, 1 vol., 1087 p.

Tucholke B. E. et Carpentier G. B., 1977. — Sediment distribution and Cenozoic sedimentation patterns on the Agulhas Plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 88, p. 1337-1346.

Venkatarathnam K. et Nehru C. E., 1973. — Investigations of manganese nodules from Southwest Indian ocean. *In* : Inter-University programm of research on ferromanganese deposits of the ocean floor. Phase I Report, N.S.F., Washington D.C., p. 171-178.

Warren B. A., 1974. — Deep-flow in the Madagascar and Mascarene basins. *Deep-Sea Research*, vol. 21, p. 1-21.

Warren B. A., 1978. — Bottom water transport through the Soutwest Indian Ridge. *Deep-Sea Research*, vol. 25, p. 315-321.

Source : MNHN, Paris

N° de prélèvement	Profondeur en m	Latitude S	Longitude E	Site
75 DR 02	4 250	34°34	63°31	
75 DR 03	5 000	37°01	59°17	
75 DR 04	4 300	39°33	60°53	
75 DR 05	4 000	41°23	59°46	
75 DR 06	4 840	44°00	59°57	Bassin de Crozet
AET 7502	5 025	37°01	59°16	
AET 7503	4 820	44°02	59°53	
AET 7607	5 270	38°42	61°15	
AET 7608	5 205	40°38	60°33	
76 DR 03	4 600	24°25	60°16	
77 DR 01	4 600	24°06	59°52	
77 DR 02	5 050	11°53	78°36	
77 DR 04	4 350	23°23	62°24	Bassin de Madagascar
AET 7604	4 190	30°47	48°15	
AET 7605	4 400	32°38	50°47	
AET 7611	4 425	24°05	59°55	
75 DR 07	3 910	47°16	62°45	Plateau de Kerguelen
75 DR 08	2 600	37°32	27°00	Plateau des Aiguilles
SU 77 DR 01	1 485	14°10	41°34	Canal de Mozambique

Tableau I. — Localisation des nodules étudiés — AET = carottage grande section — DR = dragage.

Source : MNHN, Paris

PLANCHES

Source : MNHN, Paris

PLANCHE I

Quelques types d'inclusions opaques dans les noyaux
et les concrétions ferro-manganésifères des nodules de l'océan Indien.

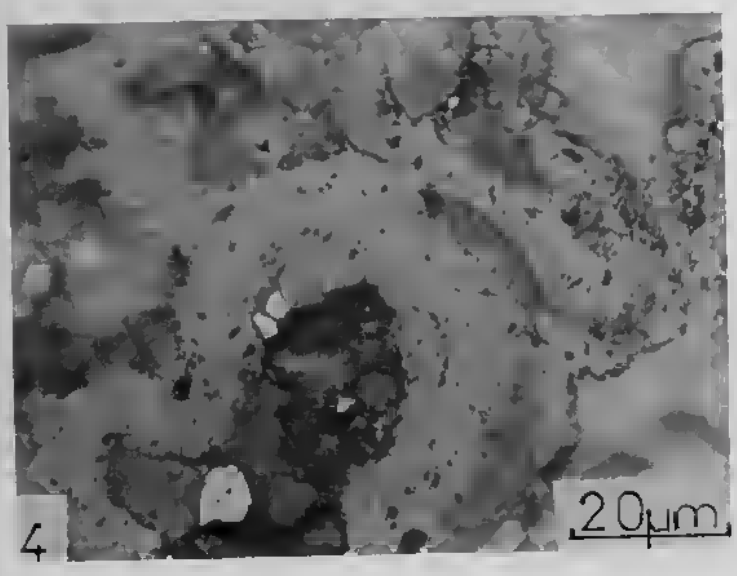
1. Framboïdes de pyrite dans les noyaux des nodules (bassin de Crozet).
2. Inclusions en arbre de Noël de magnétite dans des fragments silicatés.
3. Conerétions de vernadite (V) et birnessite (B) avec inclusion de magnétite.
4. Mieroconcrétion de birnessite englobant de nombreux fragments détritiques.

Source : MNHN, Paris

1

2

3



4

Source : MNHN, Paris

PLANCHE II

1. Fragments de microorganismes en voie de dissolution et remplacement par des microconcrétions de birnessite dans le bassin de Crozet.

2. Détail des microconcrétions de birnessite.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DES SÉDIMENTS RÉCENTS DE TROIS CAROTTES DE L'OCÉAN INDIEN AUSTRAL (Campagne OSIRIS I)

PAR

N. MAILLET *

RÉSUMÉ

L'analyse minéralogique des sédiments quaternaires de trois carottes prélevées dans le Bassin des Mascareignes, le Bassin de Madagascar et sur le rebord est du Plateau de Madagascar, montre la prédominance des apports de matériaux d'origine volcanique. Ces dépôts sont épisodiquement relayés par des arrivées de sédiments terrigènes non volcaniques.

ABSTRACT

The mineralogical analysis of three quaternary sediments cores, located in Mascarene Basin, Madagascar Basin and eastern Madagascar Plate, shows the importance of volcanic origin materials. During short periods of time these deposits are, taken over by the non volcanic, terrigenous sediments.

Parmi les nombreux prélèvements réalisés lors de la campagne OSIRIS I (Leclaire *et al.*, 1976 ; CLOCCHIATTI, 1976) par le navire océanographique *Marion Dufresne*, trois carottes d'âge quaternaire indifférencié [1] implantées (pl. 1) dans le Bassin des Mascareignes, le Bassin de Madagascar et sur le rebord est du Plateau de Madasgacar, ont fait l'objet d'une étude minéralogique.

Les analyses concernent d'une part la minéralogie globale des sédiments (abondance des carbonates, des quartz et des feldspaths), d'autre part, la minéralogie des argiles. Pour quelques échantillons de la carotte du Bassin des Mascareignes des analyses chimiques ont été également réalisées.

Ces recherches ont été conduites dans le but de dégager des renseignements sur l'origine des sédiments et sur la part relative des apports d'origine volcanique et terrigène.

MÉTHODES DE TRAVAIL.

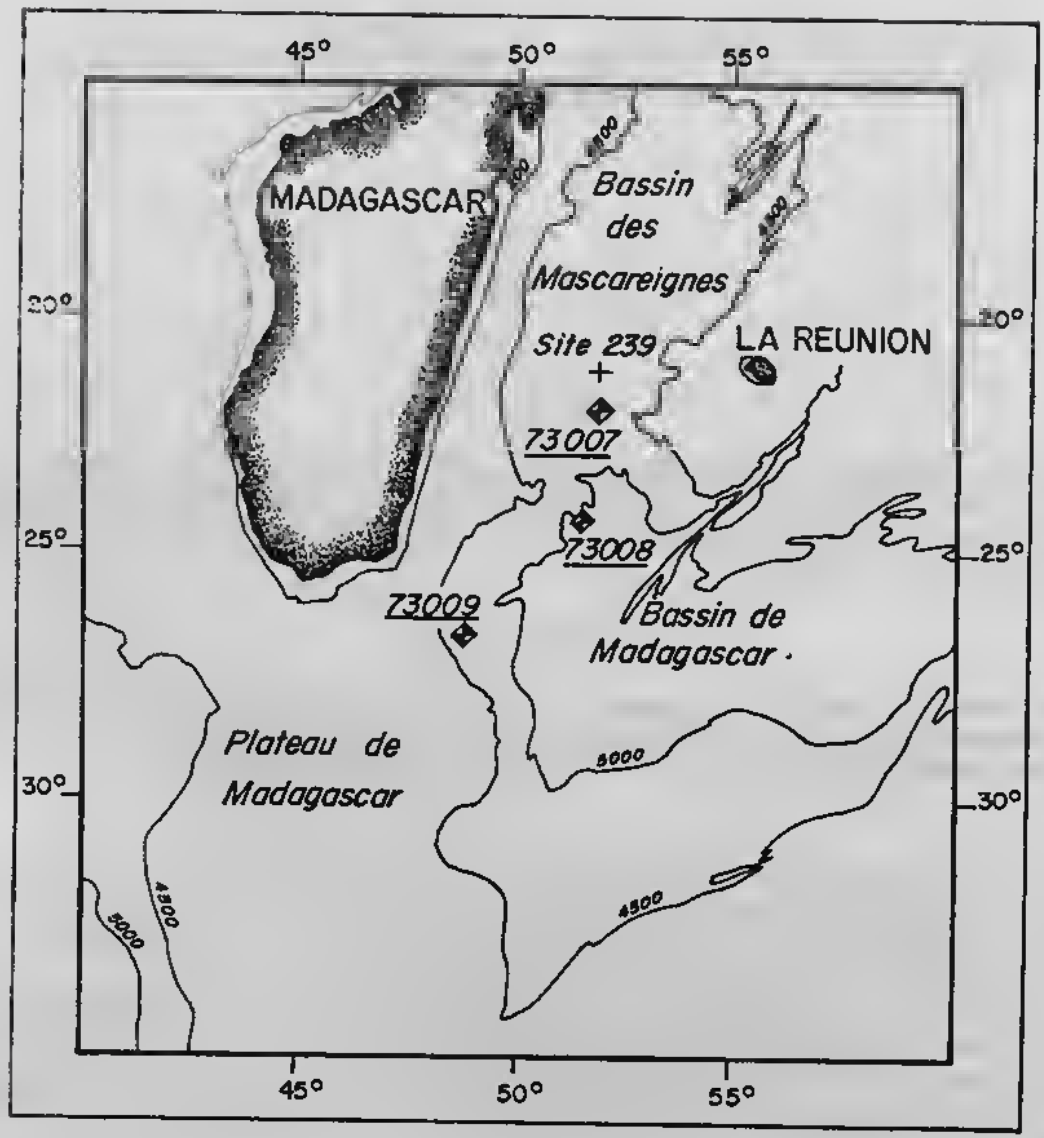
Minéraux non argileux.

La teneur en carbonate (calcite et dolomite) a été mesurée au calcimètre Bernard sur le sédiment brut. Le pourcentage des autres minéraux (feldspaths et quartz notamment) a été calculé par

* Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, Laboratoire associé au C.N.R.S. nº 197, Université de Bordeaux I, 33405 Talence.

1. Les phénomènes de dissolution des carbonates n'ont pas permis de réaliser une stratigraphie très fine des dépôts (communication transmise par L. Leclaire).

Source : MNHN, Paris



PI. 1 – LOCALISATION DES CAROTTES

Source : MNHN, Paris

diffractométrie X de poudre selon la méthode de l'étalon interne. Le sédiment brut a pour cela été mélangé à des proportions fixes de corindon choisi comme minéral de référence.

Minéraux argileux.

La fraction granulométrique inférieure à 2 µm, préalablement décalcifiée (HCl N/10) a été analysée aux rayons X selon la méthode des pâtes orientées. Trois diagrammes (normal — glycol — chaleur) ont été systématiquement réalisés. Une estimation quantitative a été déduite de la comparaison de l'intensité des raies 001.

Analyses chimiques.

Quelques échantillons de minéraux feldspathiques et de fractions argileuses inférieures à 2 µm ont fait l'objet d'une analyse chimique par fluorescence X selon la méthode des perles (Lapaquellerie, 1975).

Résultats.

Carotte 73 007 Bassin des Mascareignes

22°07'85 Sud
51°44'72 Est (Pl. 2)

Cette carotte est formée par une alternance de boue calcaire et de boue argileuse.

1) *Minéraux non argileux.* (sédiment total)

• La calcite est présente en très faible quantité (5 à 10 %) dans les niveaux argileux ; elle est abondante, dans les passées blanches interrompant la sédimentation argileuse, et peut alors représenter jusqu'à 93 % du sédiment (de 6,09 à 6,11 m et de 12,00 à 12,03 m).

• La dolomite est régulièrement absente.

• L'aragonite apparaît en très faible quantité à 6,09 et à 12 m.

• Le quartz est généralement absent. Il n'apparaît en faible abondance que dans les niveaux 2,80 à 2,83 m, 6,45 à 6,47 m et 12,90 à 12,93 m.

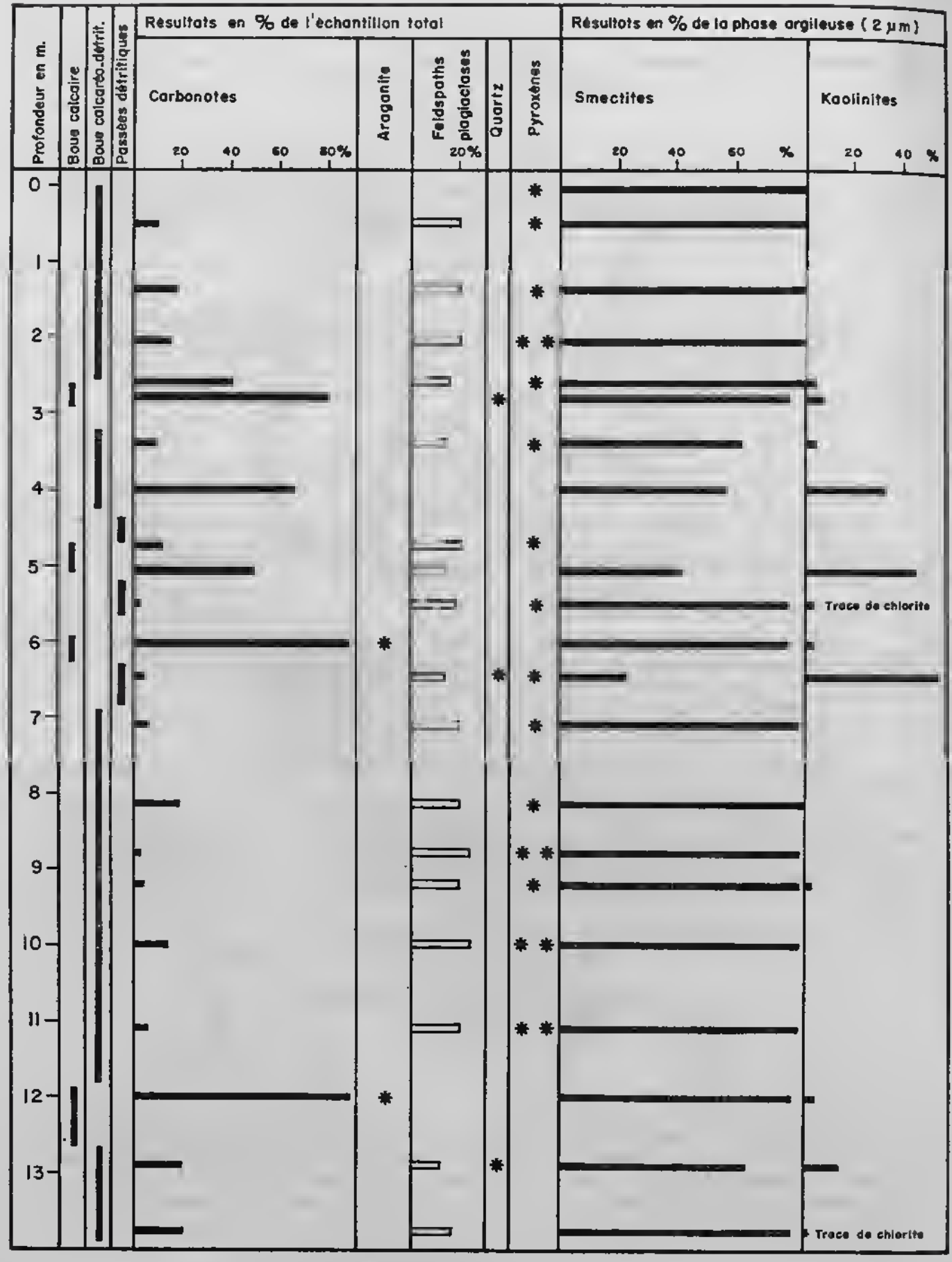
• Les feldspaths sont très bien représentés avec des teneurs de l'ordre de 15 à 25 %. Quelques niveaux, spécialement ceux les plus riches en carbonates, en sont toutefois dépourvus. Les pics de feldspaths détectés aux rayons X sont ceux d'un plagioclase (3,45 Å). Leur nature, d'après les résultats d'analyse par fluorescence X semble s'apparenter à celle des labradors (type 10 de Van der Plas, 1966, p. 39).

	« Type 10 »	1,35-1,38 m	4,73-4,74 m	10,00-10,03 m
SiO_2	46,69	46,65	48,56	47,00
Al_2O_3	33,10	39,60	34,32	33,00
Fe_2O_3	0,17	0,20	0,16	0,20
CaO	15,78	15,75	16,64	15,70

• Les pyroxènes : une raie à 2,99 Å apparaissant sur les diffractogrammes de l'échantillon global a été attribuée aux pyroxènes. Or, l'observation des fractions granulométriques supérieures à 40 µm — fraction habituellement observée au microscope pour la détermination des minéraux lourds — n'a pas révélé de pyroxènes. L'analyse aux rayons X de deux fractions granulométriques séparées

Source : MNHN, Paris

PI. 2 – CAROTTE 73007 – MINÉRALOGIE



Source : MNHN, Paris

(< 40 µm et < 2 µm) a permis de montrer que les pyroxènes sont trés abondants dans la fraction inférieure à 40 µm et encore importants dans celle < 2 µm ; il faut remarquer de plus leur absence dans les niveaux carbonatés.

2) *Minéraux argileux* (fraction < 2 µm).

• Le cortège argileux est très monotone ; il est le plus souvent essentiellement constitué de smectites et de kaolinites et très rarement de chlorites ; l'illite n'a jamais été détectée. Les smectites sont très abondantes et représentent plus de 90 % de la fraction argileuse ; elles sont assez souvent associées à des traces de kaolinites qui, dans certains niveaux deviennent nettement plus abondantes (35 % à 4,00 — 4,02 m ; 50 % à 5,05 — 5,06 m ; 70 % à 6,45 — 6,47 m ; 20 % à 12,90 — 12,93 m).

Il convient de souligner que ces niveaux sont par ailleurs les plus riches en carbonates.

Associée à certaines de ces passées kaolinitiques, la chlorite apparaît en traces notamment à 5,49 — 5,51 m et 13,80 — 13,82 m.

La cristallinité des smectites est trés bonne de la base de la carotte à environ 4 mètres. Par contre, les smectites des niveaux supérieurs, bien que seules présentes, sont très mal cristallisées (pics trés larges et écrasés). Pour ces mêmes niveaux une remontée relativement faible du fond continu vers 4,40 Å semble traduire la présence de silice amorphe en faibles quantités (Trichet, 1970 ; Greenwood, 1973).

L'analyse chimique par fluorescence X de quelques échantillons de phase argileuse à smectites pratiquement pures révéle certaines similitudes avec des nontronites, avec toutefois des teneurs en fer plus faibles (Grim, 1953, p. 371).

	Échantillon 1,35-1,38 m	Nontronite Type 2	Type 4
SiO_2	41	41,38	44
Al_2O_3	9,9	9,84	3,6
Fe_2O_3	17,04	27,47	29,0
CaO	4,5	—	—

Carotte 73 008 Bassin de Madagascar

22°07'87 Sud
51°44'72 Est (Pl. 3)

Cette carotte est très courte (1,58 m) et provient du carottier pilote.

1) *Minéraux non argileux.*

• La calcite n'apparaît qu'à l'état de traces.

• La dolomite n'a pas été détectée.

• Le quartz est régulièrement présent à des teneurs variant entre 20 et 35 % du sédiment brut.

• Les feldspaths sont surtout représentés par les alcalins (15 à 20 %), tandis que les plagioclases ne dépassent pas 8 % du cortége minéralogique.

• Les pyroxénes n'ont pas été repérés dans cette carotte.

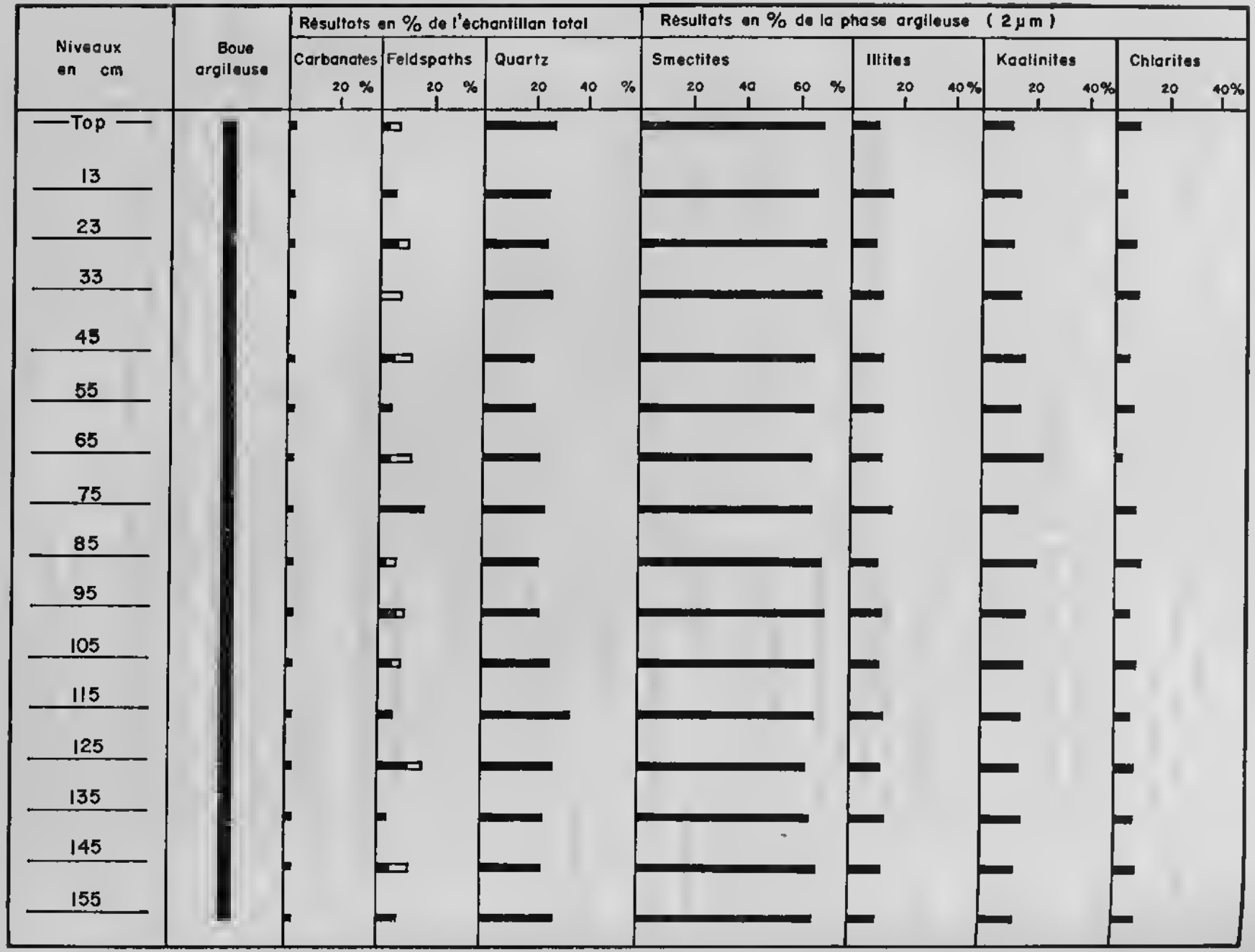
2) *Minéraux argileux.*

Le cortège argileux est trés homogéne.

• Les smectites sont dominantes (plus de 60 % de la phase argileuse).

Source : MNHN, Paris

Pl. 3 _ CAROTTE 73008 _ MINÉRALOGIE



Source : MNHN, Paris

• Les kaolinites sont présentes en proportions variant de 10 à 25 %.

• Les illites et les chlorites sont ici toujours présentes atteignant respectivement 20 % et 10 % du cortège dans les niveaux les plus riches.

La cristallinité des smectites est très bonne à tous les niveaux. Les autres minéraux argileux sont par contre moins bien cristallisés.

Carotte 73 009 Bas du Plateau de Madagascar.

26°48'64 Sud
48°39'20 Est (Pl. 4)

Cette carotte provient également du carottier pilote et n'atteint que 1,37 m de long.

1) *Minéraux non argileux.*

• La calcite est mieux représentée que dans la carotte précédente, mais est très inégalement distribuée. Certains niveaux n'en renferment que des traces mais d'autres épisodes sont riches (20 à 35 % de carbonates à 10 cm, 30 cm et 73 cm) et même très riches (50 % à 70 cm et 120 cm et plus de 70 % à 130 cm).

• La dolomite est absente.

• Le quartz varie entre 15 et 40 % du sédiment brut.

• Les feldspaths sont par contre moins bien représentés que dans la carotte 73 008 ; les feldspaths alcalins, régulièrement présents tout le long de la carotte, représentent moins de 16 % du sédiment total ; les plagioclases n'apparaissent qu'à quatre niveaux seulement : (40 cm, 60 cm, 78 cm et 90 cm) atteignant 14 % à 60 cm.

• Les pyroxènes n'ont pas été observés.

2) *Minéraux argileux.*

L'association des minéraux argileux est identique à celle de la carotte 73 008 ; il faut cependant remarquer ici que les smectites sont moins abondantes (de 45 à 70 % des phases argileuses), tandis que les kaolinites sont un peu mieux représentées (jusqu'à 30 %).

Les smectites sont bien cristallisées à tous les niveaux. Les autres minéraux argileux sont moins bien cristallisés.

Essai d'interprétation.

Ces dépôts présentent une assez grande diversité et permettent de différencier nettement des domaines sédimentaires.

Carotte 73 007.

Il apparaît dans cette carotte deux types très distincts d'association minéralogique :

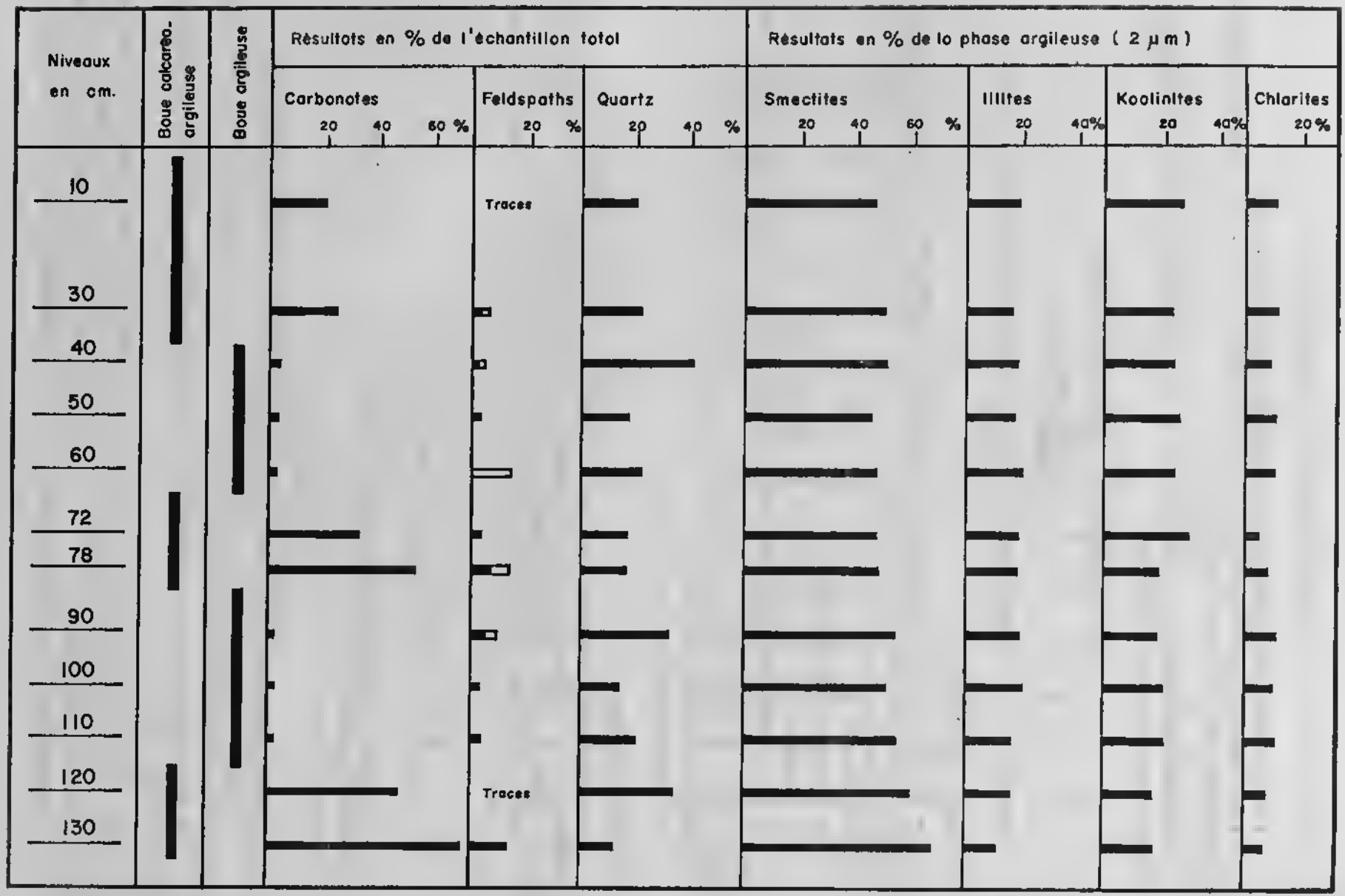
• d'une part, des niveaux carbonatés à calcite et éventuellement aragonite, avec présence de kaolinite et parfois traces de chlorite.

• d'autre part, des niveaux dits « boue argilo-détritique » à smectites, feldspaths plagioclases et pyroxènes.

Ces associations laissent supposer des origines très différentes. Vallier (1972), lors d'une étude des sédiments argileux de quelques carottes de l'océan Indien (Leg Joides 25), mentionne de très fortes teneurs en montmorillonites, principalement pour le site 239 (à proximité de la carotte 73 007, Pl. 1). S'appuyant sur les travaux de Griffin *et al.* (1978) il suggère qu'en général les montmorillonites

Source : MNHN, Paris

Pl. 4 _ CAROTTE 73009 _ MINÉRALOGIE



Source : MNHN, Paris

seraient d'origine volcanique soit provenant de zone subaérienne et transportées dans les océans, soit se formant sur place sur le fond des océans ; au contraire les kaolinites, chlorites et micas-illites refléteraient une contribution terrigène non volcanique (continentale).

Goldberg et Griffin (1970) ont mentionné une zone à kaolinite dans les dépôts marins du Sud de Madagascar et ont invoqué pour cette concentration des apports éoliens. Ici, cette possibilité semble difficile à envisager du fait de la corrélation de ces kaolinites avec des carbonates décrits comme appartenant à des niveaux non en place provenant de turbidites.

En résumé, cette carotte est formée par des sédiments argileux à caractère volcanique trés marqué — smectites, amphiboles et feldspaths plagioclases — entrecoupés par de brusques arrivées d'apports terrigénes à kaolinites.

Carotte 73 008.

L'association minéralogique de ces sédiments est caractérisée par l'absence de carbonate, par des quartz mieux représentés que dans la carotte 73 007, des feldspaths principalement de type alcalin et un cortége argileux à dominance smectitique, mais également constitué par des illites, kaolinites et chlorites en proportions appréciables.

La marque du « volcanisme » dans cette carotte est uniquement suggérée par la présence de smectites en abondance, d'autres minéraux évoquant une origine volcanique — amphiboles, par exemple — n'ont pas été détectés.

Par contre, le caractère détritique de type « continental » est plus accusé : apparition des illites, kaolinites et chlorites, richesse en quartz.

Carotte 73 009.

Cette carotte ne diffère de la précédente que par son caractére détritique encore plus marqué. En effet, le cortège argileux est moins riche en smectites, celles-ci restent cependant toujours dominantes ; les kaolinites principalement sont en proportion légèrement plus grande. Comme dans la carotte 73 008, les quartz sont présents, les feldspaths légèrement moins abondants, sont surtout représentés par des alcalins.

Conclusions.

Les carottes étudiées constituent des exemples intéressants de sédimentation fine du Quaternaire de l'océan Indien austral.

Dans le Bassin des Mascareignes (carotte 73 007), la majorité des dépôts semble provenir de l'évolution de matériel volcanique. Ce type de sédimentation est interrompu de maniére très tranchée et très brève par des apports turbides à caractéristiques terrigénes assez marquées.

Dans le Bassin de Madagascar et au bas du Plateau de Madagascar (carottes 73 008 et 73 009) le caractère terrigène de la sédimentation est plus accusé, notamment dans la carotte 73 009 ; les apports de type détritique « continental » sont par ailleurs mélangés de maniére homogène aux apports d'origine volcanique.

L'étude minéralogique de ces trois coupes apporte donc de bonnes informations sur l'origine et les conditions de mise en place des sédiments dans la partie malgache de l'océan Indien.

Cependant si l'âge quaternaire de la sédimentation dans ces trois sites a pu être démontré, il n'a pas été possible de disposer en raison de l'état avancé de dissolution des carbonates d'une stratigraphie trés fine. Dans ces conditions, il n'est donc pas possible de préciser si les caractéristiques spécifiques des différents matériaux étudiés sont liées à des particularités se situant dans l'espace (provinces d'alimentations différentes) ou dans le temps (épisodes stratigraphiques successifs).

Nous remercions L. Leclaire, Maître de Recherche au C.N.R.S., qui nous a permis de réaliser l'étude des échantillons de ces carottes et nous a fourni des descriptions lithologiques de P. J. Giannesini et paléontologiques de M. Clocchiatti effectuées lors de l'ouverture de ces carottes.

Source : MNHN, Paris

RÉFÉRENCES CITÉES

Clocchiatti M., 1976. — Sédimentation pélagique néogène et quaternaire et dissolution des carbonates dans le bassin de Madagascar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, n° 6, p. 1613-1624.

Gense C., 1976. — L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. *Thèse 3e cycle*, Strasbourg, 176 p.

Griffin J. J., Windom, Herbert and Goldberg E. D., 1968. — The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep Sea Res.*, vol. 15, p. 433-459.

Goldberg E. D., Griffin J. J., 1970. — The sediments of the northern Indian Ocean. *Deep Sea Res.*, vol. 17, p. 513-537.

Greenwood, 1973. — Cristobalite : its relationship to chert formation in selected samples from the Deep Sea Drilling Project. *Sed. Petrol.*, vol. 43, n° 3, p. 700-708, fig. 1-2.

Grim R. E., 1953. Clay mineralogy. New York, Mac Graw-Hill, 384 p.

Lapaquellerie Y., 1975. — Application de la spectrométrie de fluorescence X en géologie marine. *Thèse Université*, Univ. de Bordeaux I, n° 96, 98 p., Ann. + Biblio.

Leclaire L., Clocchiatti M., Muller C., Caulet P. J., Giannesini J. P., 1976. — Lacunes de sédimentation, séries condensées et nodules de manganèse dans les dépôts néogènes et quaternaires des bassins de l'Océan Indien austral. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, n° 3, p. 725-746.

Tricbet J., 1970. — Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verres volcaniques. Travaux du Laboratoire de Géologie de l'École Normale supérieure, n° 4, 152 p.

Vallier T., 1972. — Volcanogenic sediments and their relation to landmass volcanism and sea-floor continent movements, Western Indian Ocean, Leg 25, Deep Sea Drilling Project. *In* : *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XXV, Washington, p. 515-542.

Van der Plas L., 1966. — The identification of detrital feldspars. *In* : *Developments in sedimentology 6*, 305 p., Amsterdam, Elsevier.

Source : MNHN, Paris

BIOLOGIE

SELS NUTRITIFS ET PRODUCTION PRIMAIRE DANS L'OCÉAN ANTARCTIQUE

PAR

G. JACQUES *

RÉSUMÉ

Les quelques travaux quantitatifs portant sur la partie réellement océanique de l'océan Antarctique permettent de dégager les principales caractéristiques de la production primaire et des facteurs qui la conditionnent. La remontée des eaux profondes au-delà de 60°S tout autour du continent antarctique fertilise l'océan sur une dizaine de degrés de latitude. Si les teneurs en phosphates et nitrates varient peu jusqu'au niveau des convergences, les concentrations en silicates diminuent fortement vers le Nord. Cette réduction de la teneur en silice vient de la lenteur de sa minéralisation et, bien sûr, de son utilisation par le phytoplancton dont les Diatomées et les Silicoflagellés ont des carapaces et squelettes fortement silicifiés. Pourtant, même en été, la production primaire est beaucoup plus faible que ce que laissaient prévoir les teneurs en éléments minéraux. Les concentrations en chlorophylle et la fixation de carbone sont aussi basses qu'en Méditerranée, réputée pour son oligotrophie, dont l'Antarctique se rapproche également par la transparence et la pureté optique de ses eaux. Si la basse température des eaux et la turbulence au sein de la couche euphotique ne favorisent pas un développement massif des algues, les raisons profondes de la très faible production des eaux antarctiques sont encore hypothétiques, justifiant un futur effort international de recherche dans cette région.

ABSTRACT

The few quantitative studies on the oceanic part of the Antarctic Ocean provide a picture of the main characteristics of primary productivity and its determining factors. The upwelling of deep water beyond 60° S around the Antarctic continent fertilizes the ocean over some ten degrees of latitude. Phosphate and nitrate concentrations vary rather little up to the convergence zone, whereas silicate concentrations strongly decrease. This reduction of silicium concentration is due to the slow pace of its mineralization and, of course, of its utilization by the phytoplankton : the Diatoms have skeletons very rich in silicium. Nevertheless the primary productivity is much lower, even in summer, than what could he expected from the nutrients concentrations. Chlorophyll values and carbon uptake are as low as in the Mediterranean Sea, which is known for its oligotrophy : the Antarctic Ocean resembles it also in terms of transparency and optical purity. Although low temperature and turbulence in the euphotic layer may be unfavourable for algal growtb, its remains to clarify the ultimate reasons of the very low productivity of the Antarctic waters. This taste certainly justifies further research efforts in this area on an international basis.

* Laboratoire Arago, 66650 Banyuls-sur-Mer.

Source : MNHN, Paris

INTRODUCTION [1]

Lumière et sels nutritifs conditionnent dans une large mesure la production photosynthétique de matière organique dans l'océan. Si la lumière utilisable par le phytoplancton se limite aux premières dizaines de mètres, la plupart du temps, les sels nutritifs n'abondent que dans les eaux profondes ; ils proviennent en effet de la dégradation de la matière organique qui chute lentement vers les profondeurs.

Hormis les zones de déversement fluvial, les régions de haute production sont celles où, sous l'influence des vents et des courants marins, les eaux profondes fertiles sont ramenées vers la surface. Les résurgences côtières tropicales, localisées sur les côtes ouest des continents, qui fournissent 50 % de la pêche mondiale (poissons type anchois) ne couvrent que le millième de la surface des mers.

Par la surface concernée, la divergence des eaux au large du continent antarctique vers 65° S est d'une toute autre ampleur (fig. 1), enrichissant l'océan sur une dizaine de degrés de latitude. Aussi, devant l'insuffisance de données sur les eaux du large, certains auteurs, dans une généralisation un peu hâtive à partir des teneurs en sels nutritifs, ont-ils tendance à classer l'océan Antarctique parmi les plus productifs des océans. La capture jadis fréquente des baleines, la présence d'essaims de crevettes pélagiques (= krill) qui leur servaient de nourriture et que l'on commence à exploiter tendent à accréditer cette hypothèse. Qu'en est-il exactement à la lumière des quelques données quantitatives modernes ?

Pour dresser un bilan quantitatif de la production des eaux du large, les travaux utilisables ne sont pas nombreux ; ils sont, de plus, centrés sur la période estivale. La base du présent travail est constituée par les différents articles d'El Sayed (1967, 1968 a, 1968 b, 1970), El Sayed & Jitts (1973), Holm-Hansen *et al.* (1974), celui de Walsh (1971) sur la convergence antarctique et ceux de Steyaert (1973, 1974 a, 1974 b). Nous nous appuierons également sur les données de la récente campagne Antiprod I, réalisée en mars 1977 à bord du *Marion-Dufresne* (fig. 2).

1. — Distribution des sels nutritifs.

a) — *Dans les eaux profondes.*

La répartition des sels nutritifs souligne 1) la remontée progressive de l'horizon supérieur de l'eau profonde : elle est de l'ordre de 500 m en 10° de latitude (fig. 3), 2) la plongée accentuée des eaux de surface au niveau de la convergence, avec une dénivellation d'environ 100 m en 2° de latitude. Pour les autres caractéristiques, phosphates et nitrates d'une part, silicates d'autre part, se comportent différemment.

Phosphates et Nitrates.

La répartition verticale des phosphates et nitrates dans l'océan Antarctique est similaire à celle des autres océans. Elle se caractérise par un maximum situé à une profondeur modérée, puis à de faibles variations en dessous de ce maximum. A l'ouest des Kerguelen, le maximum de phosphate minéral se situe vers 1 000 m à 45° et vers 200 m à 60° S : il est de 2,4 matg.m^{-3}, valeur dépassée seulement dans le Pacifique (tableau 1). Pour les nitrates, il est supérieur à 35 matg.m^{-3}. Ces teneurs élevées sont dues à l'activité microbienne ; classiquement d'ailleurs, le minimum d'oxygène dû à cette minéralisation oxydative avoisine celui des sels minéraux ; dans le secteur indien, il se situe 200 m en dessous environ.

1. Dans cet exposé, nous ne prendrons pas en compte les régions côtières ; elles constituent des milieux tout à fait particuliers où la biomasse peut temporairement atteindre de très fortes valeurs. En Mer de Weddell, El Sayed a mesuré des concentrations en chlorophylle de 120 mg.m^{-3} ! Nous ne considérons pas non plus les zones bordant les continents sud-américain, australien...

Source : MNHN, Paris

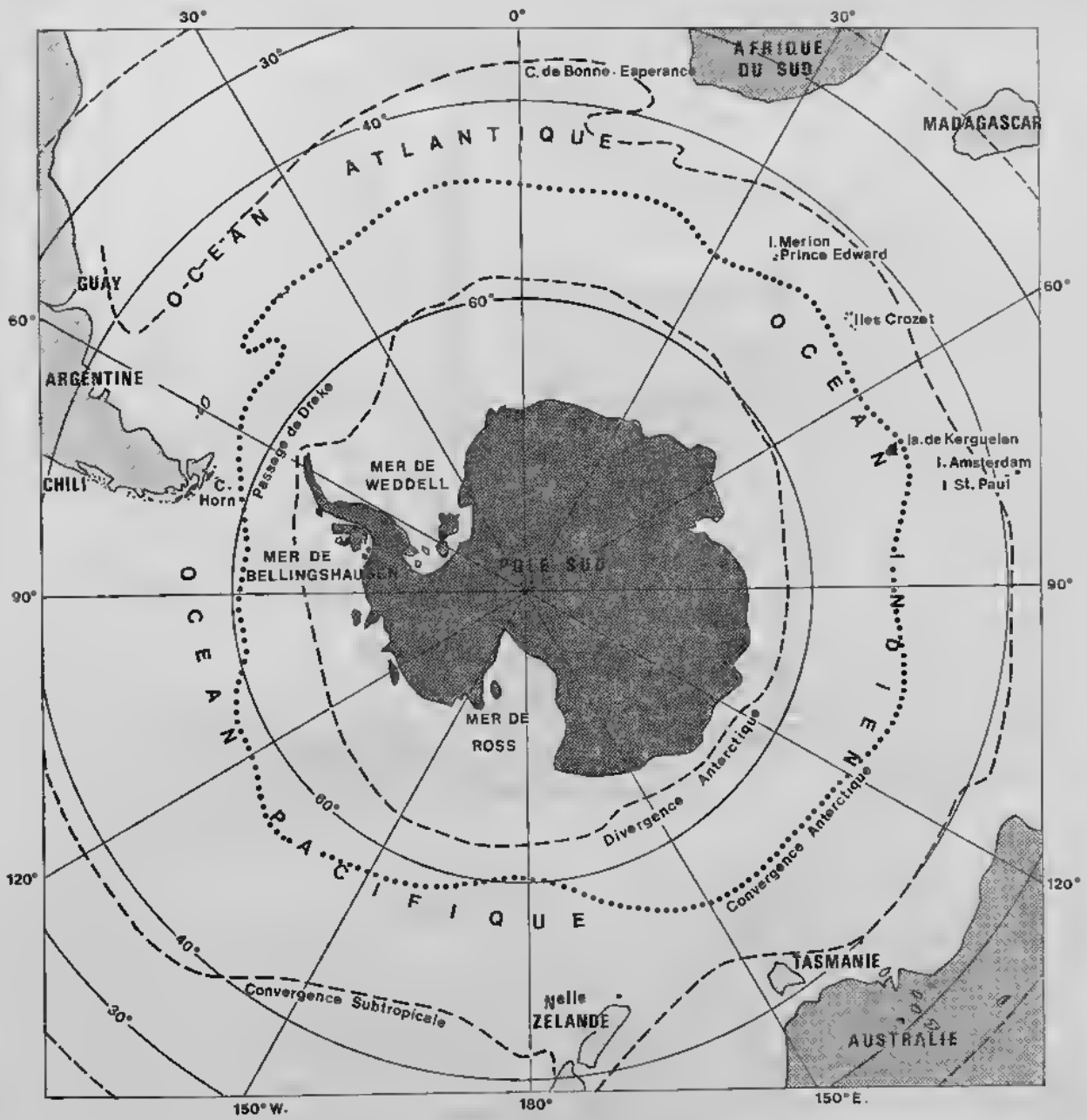


FIG. 1. — L'océan Antarctique : position approximative des fronts hydrologiques. Divergence, convergence antarctique et convergence subtropicale.

Source : MNHN, Paris

En profondeur, les valeurs restent très élevées, proches du maximum. Cependant, l'eau de fond, formée près du continent antarctique est un peu plus riche que la couche inférieure de l'eau profonde. Ceci délimite un minimum relatif compris entre 2,0 et 2,2 matg.m^{-3} pour P-PO_4 et entre 30 et 31 matg.m^{-3} pour N-NO_3, minimum localisé vers 1 500 à 2 000 m non affecté par la remontée.

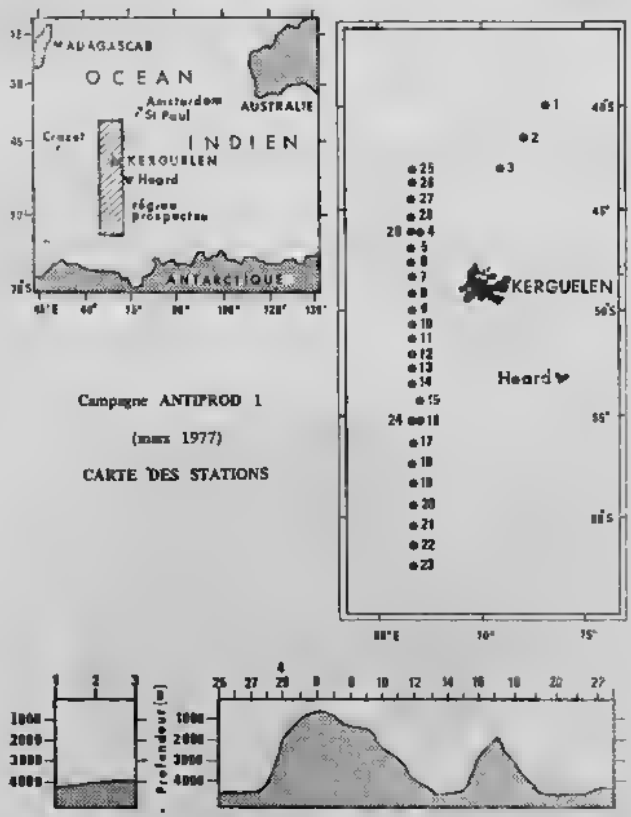


Fig. 2. Position des stations de la campagne Antiprod I du « Marion-Dufresne » en mars 1977.

Silicates.

La répartition des concentrations de silicates diffère, dans tous les océans, de celle des phosphates et des nitrates sur deux points 1) la silice augmente continuellement vers le fond où elle atteint son maximum, 2) elle est bien plus abondante, en profondeur, aux latitudes élevées. Dans l'Antarctique, alors que phosphore et azote minéraux sont pratiquement stables en dessous de 300 m, la silice passe de moins de 30 matg.m^{-3} (fig. 3) à plus de 140 au fond. Bien qu'une controverse se fasse jour sur la vitesse de dissolution des carapaces siliceuses, cette double particularité peut s'expliquer 1) par la dégradation lente de la silice dont la minéralisation ne s'achéve que dans les eaux profondes, 2) par la dominance des Diatomées aux hautes latitudes, 3) par la richesse particuliére en silicates (lessivage continental ? floraison de Diatomées ?) de l'eau de fond qui se forme en surface prés du continent antarctique.

La valeur du rapport N/Si, qui diminue de la surface vers le fond tant dans les eaux subtropicales que dans la région antarctique (tableau 2), illustre clairement ces particularités.

b) — *Dans la couche euphotique.*

A trés grande échelle, la distribution des éléments minéraux dépend des mouvements verticaux. Leur remontée dans la couche superficielle intensifie la production primaire, mais en retour, l'activité biologique (consommation, excrétion, minéralisation) conditionne largement leur concentration, car

Source : MNHN, Paris

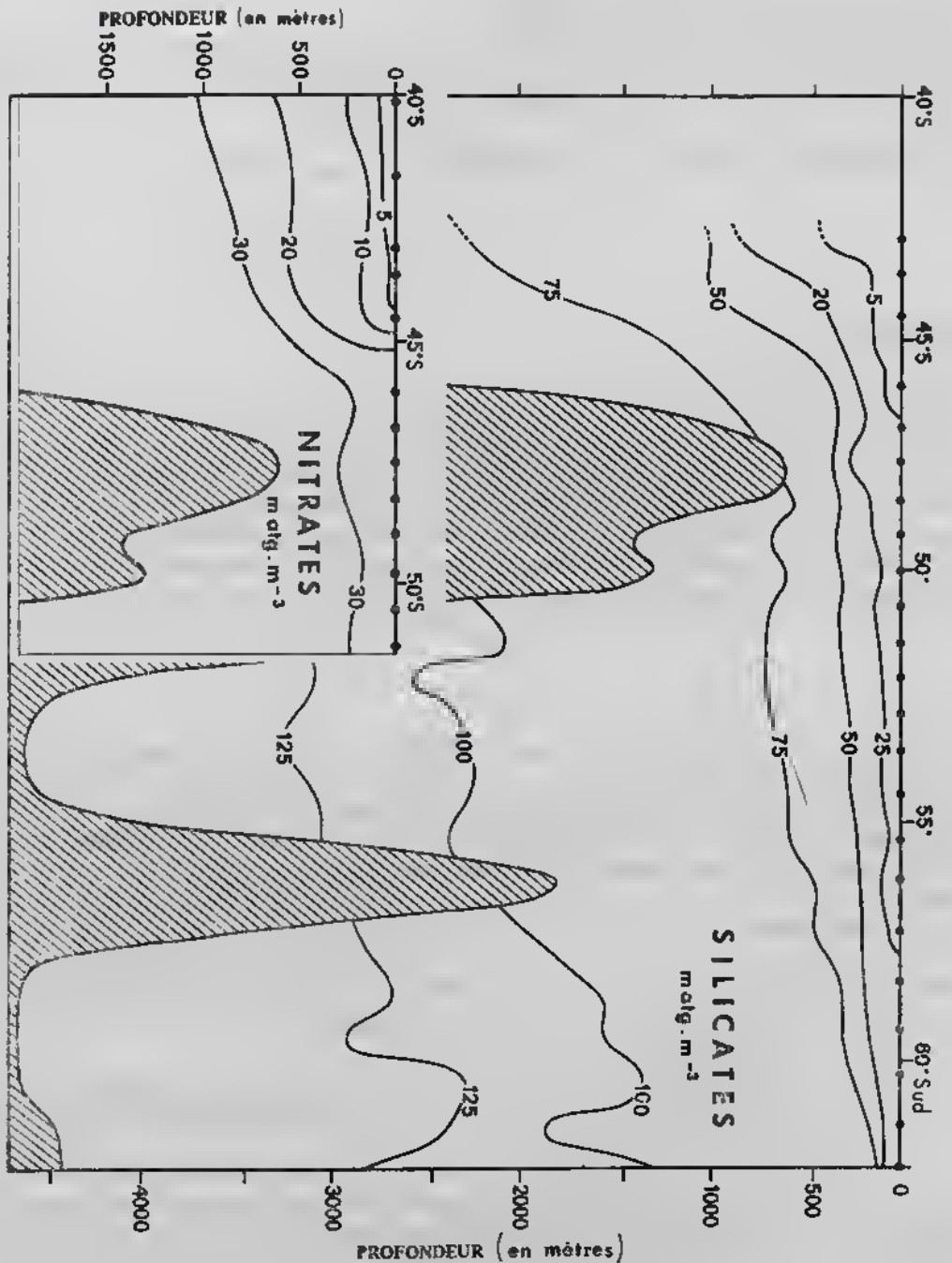


FIG. 3. — Nitrates et silicates sur une coupe nord-sud entre le 40° S et le 63° S le long du 66°30 E, en mars 1977 (campagne Antiprod I du « Marion-Dufresne »). Les nitrates, dont la teneur varie peu dans les eaux antaretiques, présentent un fort gradient au niveau de la convergenee du 45° S. Les concentrations en silicates diminuent au contraire lors de la dérive vers le nord des eaux de divergence : en surface, la teneur des eaux antarctiques est, au niveau de la convergence, à peine supérieure à eelle des eaux tropicales.

Source : MNHN, Paris

il s'agit de facteurs limitants. En effet, le facteur de concentration des algues par rapport au milieu (pris égal à l'unité pour le carbone) est de 30 pour l'azote, de 40 pour le phosphore et de 200 à 20 pour la silice, suivant qu'il s'agit ou non de Diatomées.

Alors que la distribution des sels nutritifs en profondeur ne subit que peu de variations saisonnières et géographiques, leurs teneurs dans les cent premiers mètres, corrélées à l'activité photosynthétique, sont plus variables. Nous présenterons d'abord la situation rencontrée en fin de l'été austral à l'ouest des Kerguelen puis nous la comparerons aux coupes réalisées en zone océanique par l' « Eltanin » suivant les méridiens 85°E, 150°E, 145°W et 95° W (Gordon & Molinelli, 1975).

Situation en fin d'été à l'ouest des Kerguelen (campagne Antiprod I).

Phosphates et Nitrates.

Dans la couche eupbotique, la convergence, située entre 43°S et 45°S sépare deux masses d'eau de potentiel trophique opposé : les eaux subtropicales, chaudes et dépourvues de sels nutritifs, et les eaux antarctiques d'origine divergente eutrophes mais froides (tableau 3). Le gradient est particulièrement serré entre 43,0°S et 43,4°S soit en 70 km : la température diminue de près de 5°C pendant que la teneur en pbosphates est multipliée par un facteur 3, celle des nitrates par 6.

De 46°S jusqu'aux confins de la divergence, les teneurs superficielles n'augmentent que très légèrement : 20 % en 16 degrés de latitude, ce qui peut avoir deux origines 1) production primaire faible, 2) croissance phytoplanctonique élevée, compensée par une régénération efficace au sein de la couche eupbotique.

Silicates.

La répartition des silicates dans la couche de photosynthèse ne souligne pas la convergence. Les concentrations sont identiques aux stations qui la bordent : 3 à 4 matg.m^{-3} (tableau 3). Le rapport N/Si reflète parfaitement la différence de répartition entre la silice et les autres élèments ; il est inférieur à 1 dans les eaux subtropicales et au voisinage de la divergence, valeur normale à rapprocher de celle des eaux profondes. Aux stations de la convergence, il se situe entre 5 et 10, valeurs indiquant un déséquilibre. Vers le sud, la distribution dans les eaux superficielles (homogénéité parfaite, comme pour les autres paramètres, dans les 70 à 100 m de la couche de mélange) est complexe, l'augmentation entre le 46°S et le 62°S étant loin d'être régulière. Jusqu'à 53°S, la concentration est inférieure à 10 matg.m^{-3}. Entre 53 et 57°S, elle fluctue autour de 10 matg.m^{-3}. Finalement un gradient net apparaît entre 57°S et 59°S, les teneurs de la couche superficielle passant de moins 15 à plus de 30 matg.m^{-3}, valeur qui reste à peu près stable plus au sud.

Rien dans le mouvement des masses d'eau ne peut expliquer cette distribution qui est donc reliée à une activité biologique : utilisation par le phytoplancton à Diatomées dont la « demande » en silice est très élevée (tableau 4).

Au gradient décroissant de silice entre 59 et 57°S est d'ailleurs associée la zone de production maximale des eaux antarctiques : chlorophylle supérieure à 0.5 mg.m^{-3}, production dépassant 5 mg C.m^{-3} dans les dix premiers mètres. Même si ces valeurs sont modestes, elles impliquent une certaine consommation de la silice, le plancton comportant des Diatomées à carapace très silicifiée dont la « demande » est certainement supérieure à celle indiquée dans le tableau.

En résumé, la distribution superficielle de la silice ne souligne pas la convergence parce que les eaux antarctiques, à l'extrémité nord de leur dérive sont aussi pauvres que les eaux subtropicales. Ce qui est vrai pour la silice, ne l'est point pour l'azote et le phosphore car 1) les besoins métaboliques du phytoplancton, dominé à ces hautes latitudes par les Diatomées, sont bien plus marqués vis-à-vis des silicates, 2) parce que leur régénération est plus lente : le réapprovisionnement des eaux superficielles nécessite un retour par l'upwelling alors que P et N sont en partie régénérés *in situ* (Walsh, 1971 ; Clowes, 1938).

Source : MNHN, Paris

Comparaison avec d'autres régions de l'océan Antarctique.

La comparaison avec les données de campagnes de l' « Eltanin » intègre évidemment ce qui est dû aux variations géographiques et surtout aux variations dans le temps lors de la période estivale. Elle montre la nécessité d'un programme coordonné dans cet océan à différentes époques de l'année. Deux particularités apparaissent cependant clairement :

1) dans la structure classique à deux fronts, phosphates et nitrates présentent un gradient marqué à l'un d'entre eux, la topographie du fond jouant certainement un rôle notable sur la localisation : généralement il s'agit du front polaire (coupes Eltanin du 95°W vers 58°S et du 148°W vers 56°S), parfois de la convergence subtropicale (coupe 150°E),

2) la distribution de la silicite diffère notablement de celle des autres sels nutritifs, comme nous l'avons montré à l'ouest des Kerguelen ; elle présente un gradient accentué très au sud de la convergence principale, encadré au nord (eaux oligotrophes) et au sud (eaux fertiles) de régions où quelques variations locales viennent rompre la monotonie générale de la distribution superficielle.

2. — Biomasse et pronuction primaires.

La présence d'essaims de zooplancton, la capture de baleines, l'abondance des sels minéraux ont laissé croire à une forte productivité des eaux antarctiques. En fait, si des valeurs très élevées de la production planctonique sont notées dans des détroits et des baies voisines du continent, toutes les mesures en mer ouverte attestent de la grande pauvreté de ces eaux et les classent au voisinage des mers oligotrophes telle la Méditerranée. La teneur en chlorophylle est le plus souvent comprise entre 0,2 et 0,5 $mg.m^{-3}$ (Saijo & Kawashima, 1964), valeurs confirmées par les 9 campagnes de l'Eltanin et par la récente campagne Antiprod 1.

Une preuve indirecte, mais spectaculaire, de cette rareté du phytoplancton nous est fournie par l'examen de profils de pénétration de la lumière. Rappelons en effet qu'en région peu soumise aux apports terrigènes, c'est essentiellement l'abondance du phytoplancton et des particules détritiques dérivées qui affecte les propriétés optiques des eaux. Si, à proximité de l'Antarctique et dans les détroits la transparence des eaux est très faible (tableau 5), elle s'élève un peu dans les mers proches du continent où la couche euphotique se situe entre 25 et 50 m. En région océanique, les eaux deviennent très limpides, le 1 % étant compris le plus souvent entre 60 et 100 m, valeurs à rapprocher de celles de la Méditerranée.

Les mesures de diffusion réalisées durant la campagne Antiprod 1, comme celles de pénétration de l'énergie lumineuse (fig. 4) montrent la grande pureté optique des eaux : le maximum d'énergie radiative est centré sur la bande 470-490 nm, caractéristique des eaux « bleues » oligotrophes.

a) — *Distribution verticale.*

La gamme de profils de production et, plus encore, de distribution de la chlorophylle de différentes régions de l'Antarctique à des époques diverses est évidemment variée (cf. El Sayed, 1970). Pourtant quelques traits fondamentaux peuvent être dégagés :

— le maximum de production se situe presque dans tous les cas aux niveaux 50-25 % de lumière de surface, ce qui est habituel dans les zones de forte turbulence. On ne sait d'ailleurs si cette inhibition superficielle reflète la réalité ou provient du maintien artificiel des algues, lors de la mesure, en surface par lumière forte et riche en U.V.,

— les teneurs en chlorophylle sont assez homogènes dans les 70 à 100 m de la couche de mélange ; quand un léger maximum apparaît, il se localise généralement à la base de la zone euphotique, sans qu'une explication satisfaisante puisse être avancée,

— la production s'annule pratiquement au niveau du 1 % de lumière de surface, soit entre 50 et 100 m en secteur océanique. En dessous de la pycnocline, marquant en été la base de la couche de mélange, les teneurs en chlorophylle sont toujours inférieures à 0,05 $mg.m^{-3}$, souvent à 0,02.

Source : MNHN, Paris

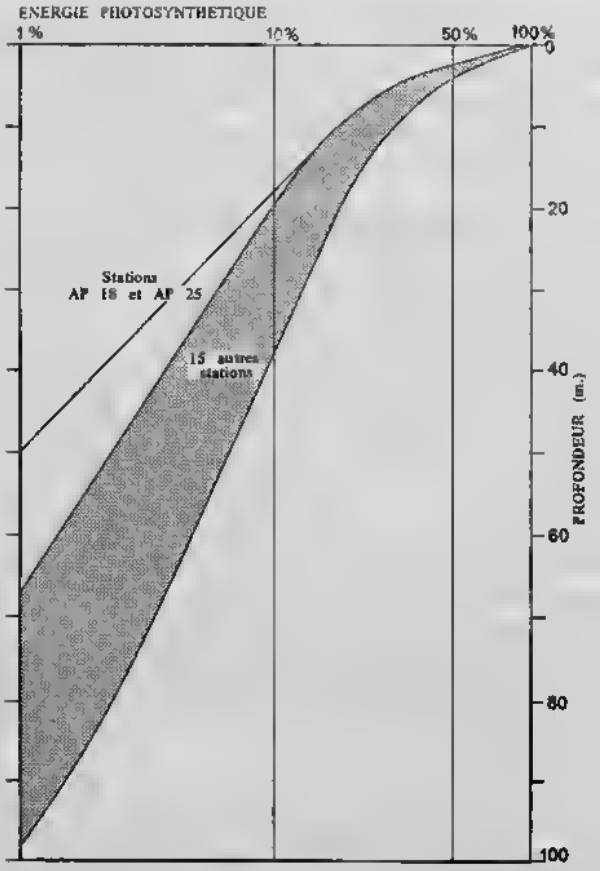


Fig. 4. — Distribution verticale de l'énergie photosynthétique relative dans l'océan Indien austral en mars 1977 (campagne Antiprod 1 du « Marion-Dufresne »). Les profils de la plupart des stations sont voisins, avec le 1 % de lumière de surface compris entre 70 et 95 m, ce qui classe les eaux antarctiques parmi les plus transparentes de l'océan. Deux stations, sièges d'une biomasse phytoplanctonique plus élevée, s'en écartent avec 1 % à 50 m.

b) — *Distribution géographique.*

Proximité des continents, nature et position des fronts amènent un élément d'hétérogénéité dans la distribution géographique. Les données actuelles sont insuffisantes et trop hétérogènes pour apprécier une éventuelle différence de richesse du plancton des trois océans (l'Atlantique est généralement indiqué comme plus productif). En secteur océanique, la production intégrée s'écarte certainement rarement de la gamme 0,1 — 0,3 $gC.m^{-2}.j^{-1}$.

C'est évidemment avec la latitude que l'on observe la variation la plus marquée, fonction de la situation de la divergence et des convergences. Pendant l'été austral, la production, tout en demeurant à un niveau bas, augmente en même temps que la température superficielle, du sud vers le nord. Les données récentes de la campagne Antiprod 1 à l'ouest des Kerguelen illustre cette variation ainsi que celle, plus atténuée et moins régulière (station 18 riche en pigments) de la biomasse chlorophyllienne (tableau 6).

La plus grande richesse se rencontre en fait à la limite nord de l'Antarctique. Au niveau des convergences, le phytoplancton bénéficie à la fois d'une fertilisation minérale liée aux eaux d'origine divergente et de conditions favorables de température et de stabilité associées aux eaux subtropicales ou subantarctiques. C'est le cas au niveau du front polaire dans les régions à double convergence (tableau 7) et au nord du front unique rencontré à l'ouest des Kerguelen : production de 540 $mgC.m^{-2}j.^{-1}$ à 43°S pour 210 $mgC.m^{-2}.j^{-1}$ à 46°S, stations situées de part et d'autre de la convergence.

Source : MNHN, Paris

c) — *Variations saisonnières.*

Peu de données existent en dehors de la période estivale. Les plus complètes, permettant de dresser le cycle saisonnier, sont celles recueillies par l' « Eltanin » dans le Passage du Drake, région malheureusement un peu particulière (fig. 5). Les fluctuations saisonnières y semblent assez marquées avec un maximum en été et les teneurs les plus basses advenant au milieu de l'hiver (0,04 mg.m^{-3}). Les valeurs obtenues dans le Pacifique confirment ce schéma avec une diminution rapide de la production à l'automne ; encore faut-il noter parfois d'importantes différences d'une année à l'autre (Steyaert, 1974 a).

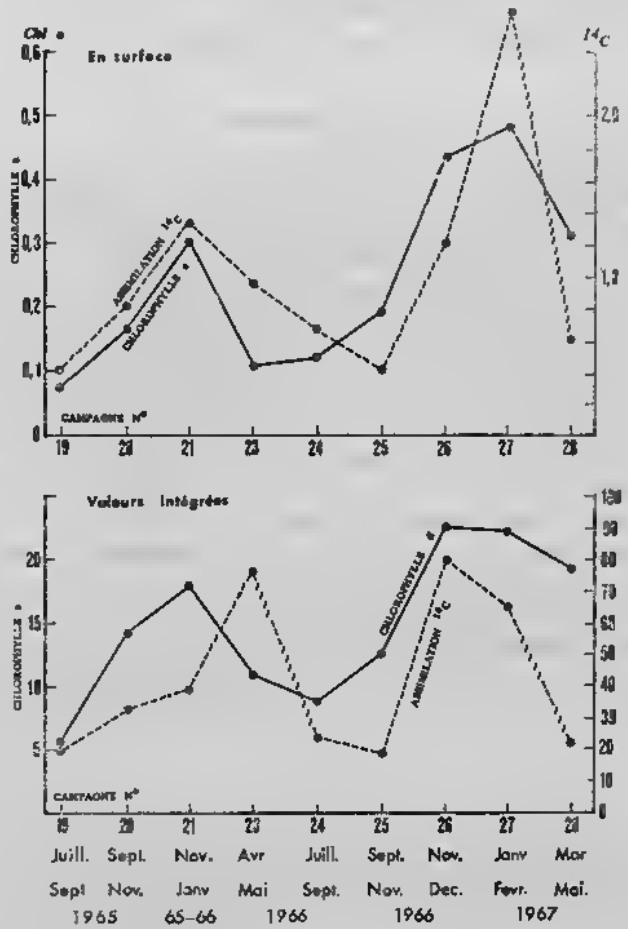


Fig. 5. — Variations saisonnières de la chlorophylle *a* et de la fixation du carbone dans le Passage du Drake entre 1965 et 1967 (d'après El Sayed, 1970).

3. — Communautés phytoplanctoniques.

La distribution des espèces dans l'océan Antarctique a fait l'objet de plus de travaux que les études sur la biomasse et la production. Cependant, là également, les données proviennent surtout soit de la période estivale en secteur océanique, soit des régions côtières. Les divisions biogéographiques qui ont été faites doivent être considérées avec une grande circonspection ; elles sont principalement basées :

— sur la température (Hendey, 1937),
— sur la lumière et la distribution du pack (Hart, 1942),

Source : MNHN, Paris

— sur la distance au bord de la glace et l'époque de l'année (Ivanov, 1959),
— sur la position par rapport aux fronts hydrologiques (Beklemishev, 1964).

En raison de la position du continent, de la glace et des fronts, on peut effectivement penser à une zonation en latitude. Pourtant, même pour un milieu aussi particulier que la glace, la liste des espèces caractéristiques diffère fortement d'un auteur à l'autre. Comme dans le reste de l'océan, les variations dans le temps du plancton antarctique sont certainement plus importantes que toute variation géographique. A partir du point 0 de la succession phytoplanctonique, point où lumière et sels nutritifs permettent une floraison algale, l'écosystème gagne en maturité donc en diversité ; il ne peut cependant évoluer très loin car la permanence de la turbulence et l'apport d'éléments nutritionnels le maintiennent à un stade jeune. C'est au nord des fronts que l'on rencontre la plus grande diversité d'espèces et de modes de nutrition, ne serait-ce qu'en raison du mélange des communautés.

a) — *Diatomées.*

En dehors du nanoplancton, très peu étudié, et dont l'importance est probablement sous-estimée, les Diatomées, dont les frustules sont ici fortement silicifiées, constituent l'essentiel de la biomasse végétale des eaux antarctiques. A côté d'espèces cosmopolites, le plancton des hautes latitudes comporte un contingent d'espèces endémiques que l'on ne retrouve nulle part ailleurs (tableau annexe I). Citons notamment (Smayda, 1958) : *Thalassiosira antarctica, Chaetoceros criophilum, C. neglectus, Eucampia balaustium, Fragilaria curta* et *Synedra reinboldii* et également (Hasle, 1976) *Fragilariopsis kerguelensis, Charcotia actinochilus, Nitschia ritscheri, N. separanda, Porosira pseudodenticulata, Thalassiosira gravida, T. ristcheri.* Quelques exemples de distribution latitudinale extraits des travaux de différents auteurs montrent le peu de fondement de la biogéographie antarctique actuelle pour le monde du plancton (tableau 8) : des espèces telles que *Chaetoceros neglectus* et *C. atlanticus* sont citées par certains comme représentatives des eaux subantarctiques et par d'autres comme typiques de la région nord de la divergence, voire du secteur compris entre cette dernière et le continent.

Zernova (1963) a proposé un schéma saisonnier de succession d'espèces : floraison printanière due aux formes de bord de glace : *Biddulphia weissflogii, Eucampia balaustium, Chaetoceros neglectus, Nitschia closterium.* En été, le plancton est dominé par *Corethron criophilum, Rhizosolenia alata, R. chunii, R. hebetata* et *Dactyliosolen antarctica* alors qu'en fin de cette période, le genre *Chaetoceros* (avec *C. atlanticus* et *C. dichaeta*) prend le dessus. El Sayed & Jitts (1973) reprennent un schéma assez voisin pour l'océan Indien, au printemps et en été, avec en plus les espèces *Asteromphalus hookeri* et *Fragilariopsis kerguelensis.*

b) — *Autres groupes.*

Si, parmi le microplancton, les Diatomées dominent, il ne faut pas pour autant négliger les autres groupes : Silicoflagellés avec l'espèce *Distephanus speculum* dont l'abondance surpasse parfois celle de la plus fréquente des Diatomées, et bien sûr les Dinoflagellés (Balech, 1970).

Mangin (1914) et Wood (1954) recensaient 34 espèces de Dinoflagellés, les 2/3 appartenant au genre *Peridinium.* Une partie des déterminations étant sujet à caution, nous prendrons pour base le très récent travail de Balech (1976), clef illustrée des Dinoflagellés antarctiques limités aux espèces endémiques au nombre de 66 (tableau annexe II).

Si le genre *Ceratium* n'est représenté que par les espèces *C. lineatum* et *C. pentagonum grande,* souvent proche d'ailleurs de la convergence, le genre *Protoperidinium* (= *Peridinium*) est, au contraire, très diversifié avec 37 espèces ainsi que le genre *Dinophysis* qui en compte 7. Balech a également signalé l'importance des Dinoflagellés nus (14 espèces) dont un certain nombre est également phagocyte, voire dépourvu de chlorophylle.

Encore incomplètement analysées, les données de la campagne Antripod I soulignent bien la pauvreté du plancton de fin d'été à l'ouest des Kerguelen avec une teneur moyenne de 70 000 c.l^{-1}. Les numérotations de matériel vivant centrifugé indiquent une dominance légère du nanoplancton sur le microplancton à l'exception de quelques floraisons de la Diatomée *Nitschia kerguelensis* et l'évo-

Source : MNHN, Paris

lution parallèle de ces deux catégories de taille. Le microphytoplancton est dominé, en ordre d'importance décroissante par : *Nitschia kerguelensis*, de loin l'espèce la plus abondante, puis *Dactyliosolen antarctica*, *Corethron criophilum*, *Synedra reinboldii*, *Ceratium pentagonum grande*, *Rhizosolenia styliformis*, *R. chunii* puis les *Chaetoceros atlanticus*, *C. dichaeta*, *C. pendulus* et *C. criophilum*.

Discussion et conclusions.

Potentiellement fertiles, les eaux antarctiques de la province océanique ont, même en été, une faible production. Quoique depuis une dizaine d'années, un nombre assez important de données s'accumule, notre compréhension de ce phénomène est encore incomplète. Quels facteurs limitent la production primaire en été ?

La température ?

Il est certain que la basse température des eaux au sud de la convergence antarctique (de 0 à 5°C) ne favorise pas la croissance des algues. Qu'elles se développent à basse température, n'implique pas, comme on l'a longtemps avancé, qu'elles aient un taux de croissance équivalent aux espèces poussant à des températures plus élevées. Les données de Holm-Hansen *et al.* (1974), Bunt & Lee (1970) montrent que le taux de croissance est souvent de 0,1 division par jour, atteignant au maximum 0,5 ; ces valeurs sont inférieures à l'estimation de Eppley (1972) et n'accréditent pas l'hypothèse d'une bonne adaptation physiologique du phytoplancton antarctique.

En ce qui concerne la température, il est donc aisé de conclure que, si elle ne permet guère une explosion planctonique impliquant plusieurs divisions quotidiennes, elle ne peut en aucun cas expliquer la très grande pauvreté du phytoplancton.

La lumière ?

Les problèmes de la lumière utilisable pour la photosynthèse revêt un double aspect : celui de l'énergie disponible et celui de l'importance relative de la couche de mélange par rapport à la zone euphotique. En effet, une forte énergie ne sert à rien si la turbulence verticale entraîne les algues à des niveaux très faiblement éclairés (notion de profondeur critique de Sverdrup).

Durant l'été austral, en raison de la longueur du jour, l'énergie incidente peut dépasser celle des tropiques. Même en fin d'été par ciel couvert, l'énergie globale reçue à la surface de la mer est très importante : en moyenne 10.10^6 joules $.m^{-2}.j^{-1}$ durant Antiprod 1 soit, à peu près, l'énergie reçue en mars en Méditerranée nord-occidentale. Les conditions d'éclairement en surface associées à la limpidité des eaux constituent donc un facteur favorable à la photosynthèse.

Le gradient de densité est par contre très atténué dans la couche euphotique où se produit un mélange actif qui ne peut dépasser cependant une centaine de mètres, une forte pycnocline se situant à ce niveau. Là encore, si cette turbulence s'oppose à tout développement massif, elle ne peut être responsable de productions si faibles, la couche de mélange étant inférieure à la profondeur critique.

Les sels nutritifs ?

Phosphates et nitrates sont incontestablement en excès par rapport aux besoins métaboliques du phytoplancton dans les mers du sud. Les silicates retiennent par contre l'attention car leur teneur diminue rapidement vers le nord : vitesse de consommation et de minéralisation de la silice mériteraient une étude détaillée. Pourtant, si la concentration en silice s'est fortement réduite à l'approche de la convergence, elle reste encore à un niveau (5 $matg.m^{-3}$) permettant une photosynthèse active ; seul pourrait intervenir le déséquilibre des rapports P/Si et N/Si.

Si tous ces paramètres étaient seuls responsables de la faible production antarctique, le simple fait de placer l'eau de surface sur le pont du navire, levant ainsi ces inhibitions, devrait entraîner une floraison algale. Il n'en est rien ; une telle expérience n'amène qu'un développement modeste, après un temps de latence de près d'une semaine.

Walsh (1971) a déjà montré que l'inclusion dans des modèles mathématiques, à côté de ces

Source : MNHN, Paris

paramètres, de facteurs biochimiques (vitamine B_{12}, acide glutamique, activité enzymatique...) étroitement liés à l'activité métabolique, augmentait le pourcentage de variance expliquée, améliorant ainsi la prévision dans les eaux antarctiques. Des tests de fertilisation menés lors d'Antiprod 1 corroborent cette hypothèse : l'addition de mélange vitaminique et surtout de chélateur facilitant l'utilisation des métaux, a un effet positif ; l' « effet de terre » mis en avant par El Sayed (1968 a) est de même nature.

C'est incontestablement là une voie à explorer, la rareté du phytoplancton ne pouvant s'expliquer uniquement par le facteur lumière-turbulence en été. Quelques points intéressants pourraient être abordés dans l'océan Indien austral :

— exploration à plusieurs saisons de la région 40-55°S,

— comparaison de la production à l'ouest et à l'est (effet de terre) des Kerguelen,

— métabolisme des sels nutritifs entre la convergence et la divergence antarctiques, l'accent étant mis sur la silice,

— recherches expérimentales sur les facteurs (notamment biochimiques) susceptibles de limiter la production estivale.

De telles campagnes seraient d'autant plus nécessaires que les mécanismes mis en jeu intéressent une fraction non négligeable de l'océan mondial qui recèle un énorme potentiel de production. C'est un domaine scientifique et une région où, grâce aux moyens dont disposent les TAAF et au potentiel de recherche CNRS-Université, la France apparaît bien placée dans le concert international.

RÉFÉRENCES CITÉES

Balech, E., 1970. — The distribution and endemism of some Antarctic midroplankters. *In* Antarctic Ecology. M. W. Holdgate Ed., Acad. Press, 143-147.

Balech E., 1976. — Clave ilustrado de Dinoflageladas antarcticos. Publ. IAA n° 11, Buenos Aires : 99 p.

Beklemishev K. V., 1964. — Latitudinal zoning of Antarctic phytoplankton. *South Antarct. Exp. Inf. Bull.*, 1 : 113-114.

Bunt J. S., Lee C. C., 1970. — Seasonal primary production in Antarctic sea ice at McMurdo sound in 1967, *J. Mar. Res.*, 28 : 304-320.

Burkholner P. R., Mandelli E. F., 1965. — Carbon assimilation of marine phytoplankton in Antarctica. Proc. mat. Acad. Sci. USA, 54 : 437-444.

Clowes A. J., 1938. — Phosphate and silicate in the Southern ocean. *Discovery rep.*, 19 : 1-20.

El Sayen S. Z., 1966. — Phytoplankton production in Antarctic and Subantarctic waters (Atlantic and Pacific sectors). Paper presented at Second Int. Oceanogr. Congress, Moscow USSR, May 30-June 9 1966.

El Sayen S. Z., 1967. — Biological productivity investigations of the Pacific sector of Antarctica. *Antarctic J., U.S.*, 11 : 200-201.

El Sayen S. Z., 1968 a. — On the productivity of the soutwest Atlantic ocean and the waters of the Antarctic peninsula. *In* Biology of the Antarctic seas III. *Ant. Res. serv.*, 11 : 15-43.

El Sayen S. Z., 1968 b. — Primary productivity and benthic marine algae of the Antarctic and Subantarctic. *Antarctic Map Folio* ser., Folio 10, *Ann. Geogr. soc.*

El Sayen S. Z., 1970. — On the productivity of the southern ocean (Atlantic and Pacific sectors). *In* Antarctic Ecology, M. W. Holgate Ed., Acad. Press, : 119-135.

El Sayen S. Z., Jitts J. R., 1973. — Phytoplankton production in the southeastern Indian ocean. *In* Biology of the Indian ocean, D. Zeitzschel Ed., Springer-Verlag : 131-142.

Eppley R. W., 1972. — Temperature and phytoplankton growth in the sea *Fish. bull.*, 70 : 1063-1085.

Gornon A. L., Molinelli E., 1975. — USNS Eltanin. Southern ocean oceanographic atlas. Cruises 4-55. June 1962-November 1972. ISOS LOGO contr. 2256.

Source : MNHN, Paris

Hart T. J., 1942. — Phytoplankton periodicity in Antarctic surface water. *Discovery rep.*, 21 : 261-356.

Hasle G. R., 1976. — The biogeography of some marine planktonic diatom. *Deep-Sea res.* 23 : 319-338.

Hendey N. I., 1937. — The plankton diatoms of the Southern seas. *Discovery rep.*, 16 : 153-364.

Holm-Hansen O., El Sayen S. Z., Franceschini G. A., Cuhel R., 1974. — Primary production and the factors controlling phytoplankton growth in the Antarctic sea. *Proc. Third. symp. Antarctic biol.*, Nat. Acad. Sci., Washington D.C., 407-445.

Ivanov A. I., 1959. — Characteristics of phytoplankton in Antarctic waters at the whaling grounds of the flotilla Slava in 1957-58. *Soviet Ant. exp.* : 394-396.

Mangin L., 1914. — Phytoplancton de l'Antarctique. Deuxième expéd. Antarc. Française (1908-1910) : 1-96.

Saijo, Y., Kawashima T., 1964. — Primary production in the Antarctic ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 19 : 22-28.

Smayda T. J., 1958. — Biogeographical studies of marine phytoplankton. *Oikos*, 9 : 158-191.

Steyaert J., 1973. — Distribution of plankton Diatoms along an African Antarctic transect. *Inv. Pesq.*, 37 : 295-328.

Steyaert J., 1974 a. — Phytoplankton biomass and productivity in the subtropical convergence area and shelves of the western-indian subantarctic islands. *Proc. Fluid symp. Antarctic biol.*, Nat. Acad. Sci., Washington, D.C.

Steyaert J., 1974 b. — Distribution of some selected diatom species during the belgo-dutch Antarctic expedition of 1964-65 and 1966-67. *Inv. Pesq.*, 38 : 259-287.

Walsh J. J., 1971. — Relative importance of habitat variables in prediting the distribution of the phytoplankton at the ecotone of the Antarctic upwelling ecosystem. *Ecol. Monogr.*, 41 : 291-309.

Zernova V. V., 1963. — Phytoplankton of the southern ocean. *In* Antarctic Ecology, M. W. Holdgate Ed., Acad. Press, : 136-142.

Woon, E. J. F., 1954. — Dinoflagellaters in the Australian region. *Aust. J. mar. Freshw. Res.*, 5 : 171-351.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU I. — Teneurs en phosphate minéral des eaux profondes des océans (matg.m^{-3}).

	Antarctique (Indien)	Atlantique	Indien	Pacifique
Maximum	2,4	1,9 à 2,2	2,1 à 3,6	1,7 à 2,2
Minimum	2,0	1,4 à 2,1	1,9	1,4

TABLEAU II. — Rapport N/Si en fonction de la profondeur dans les eaux subtropicales et antarctiques lors de la campagne Antiprod I (mars 1977).

Profondeur	43°S	53°S
0—100 m	7.53	4.20
100	3.10	0.98
500	1.88	0.49
1 000	0.78	0.42
2 000	0.41	0.38
3 000	0.33	0.28
4 000	0.27	0.23

TABLEAU III. — Valeurs superficielles de la température, des phosphates, nitrates et silicates (mat.gm^{-3}) à différentes latitudes lors de la campagne Antiprod I (mars 1977).

	Latitude S					
	42,8°	43,4°	45,1°	46,0°	54,2°	62,1°
Température	15.5	10.8	8.8	6.0	3.7	1.7
PO_4	0.3	0.9	1.2	1.5	1.6	1.8
NO_3	2	13	18	23	26	26
SiO_4	3	3	2	4	16	32
N/Si	0.7	6.5	9.0	5.7	1.6	0.6

Source : MNHN, Paris

TABLEAU IV. — Teneurs relatives en carbone (pris égale à 100), azote, phosphore et silice dans l'eau et dans deux groupes phytoplanctoniques.

		Matière organique	
	eau	Diatomées	Dinoflagellés
C	100	100	100
N	0,5	18	18
P	0,05	3	2
Si	0,4	93	7

TABLEAU V. — Profondeur de la couche euphotique en différentes régions de l'océan Antarctique.

	Lieu	1 % lumière (m)	Auteur
Détroits et Baies	Détroit de Gerlache	7	El Sayed, 1966
	Détroit de Bransfield	9	El Sayed, 1966
	Baie Marguerite	15	El Sayed, 1966
	Détroit de Bismark	16	El Sayed, 1966
	Ile de la Déception	10	Burkholder & Mandelli, 1965
	Détroit de Gerlache	10	Burkholder & Mandelli, 1965
Région néritique	Mer de Weddell	29	El Sayed, 1966
	Mer de Bellingshausen	47	El Sayed, 1966
	Mer de Bellingshausen	25-35	Burkholder & Mandelli, 1965
	Mer de Ross	25-30	Walsh, 1971
Région océanique	Convergence antarctique mars-avril	95-105	Walsh, 1971
	Convergence antarctique janvier-février	60-65	
	Océan Indien — mars	65-100	Mediprod, 1977

TABLEAU VI. — Valeurs moyennes (groupes de 4 stations) de la chlorophylle *a* ($mg.m^{-2}$) et de la production ($mgC.m^{-2}.j^{-1}$) le long d'une radiale nord-sud, sur le 66,30°S en mars 1977.

	Stations				
	4-7	8-11	12-15	16-19	20-23
Chl *a*	19.2	12.4	11.7	14.9	10.7
Production	298	240	150	94	92

TABLEAU VII. — Valeurs moyennes de la chlorophylle *a* ($mg.m^{-2}$) et de la production ($mgC.m^{-2}.j^{-1}$) durant les campagnes 38, 46 et 51 de l'*Eltanin* (Holm-Hansen *et al.*, 1974).

	Subantarctique	Front populaire	Antarctique
Chl *a*	21 (4-77)	34 (15-60)	14 (1-30)
Production	110 (50-200)	120 (30-200)	110 (40-200)

Source : MNHN, Paris

	Steyaert	Holm-Hansen et al.	Beklemishev	Zernova février-mars)	Walsh (indicateurs) 1970,	Haat
N	Nitzschia « pseudonitzschia »	Dinoflagellés	Dominance Dinoflagellés ?		Rhizosolenia delicatula	
	Rhizosolenia alata	Peridinum, Ceratium	Rhizosolenia alata		Amphidinum amphid.	
	Thalassionema nitzschioïdes	Rhizosolenia alata	Rhizosolenia delicatula		Oxytoxum variabile	
	Chactoccros neglectus		Chactoceros neglectus		Phalacroma pulchellum	
			Nitzschia « pseudonitzschia »			
→	Convergence Antarctique		Thalassionema nitzschioïdes			
	Nitzschia « pseudonitzschia »	Asteromphalus hoockeri	Chactoceros atlanticus	Fragilariopsis « sp. »	Chaetoceros hulbosum	
	Chaetoceros atlanticus	Chaetoceros atlanticus	Chaetoceros peruvianus	Nitzschia « sp. »	Chaetoceros dichaeta	
	Chactoceros dichaeta	Chactoceros dichaeta	Chaetoceros pendulus	Rhizosolenia chunii	Dactyliosolen antarcticus	
		Corethron criophilum		Corethron criophilum	Eucampia zoodiacus	
	Fragilariopsis kerguelensis	Dactyliosolem antarcticus		Eucampia balaustium		
	Fragilariopsis nana	Eucampia halaustium				
	Nitzschia closterium	Fragilariopsis kerguelensis				
	Chaetoceros dichacta	Rhizosolenia alata				
	Corethron criophilum	Rhizosolenia hebetata				
		Thalassiothrix antarctica				
→	Divergence Antarctique		Ivanov (bord de glace)			(hord de glace)
	Fragilariopsis curta		Corethron criophilum	Chaetoceros neglectus		Eucampia halaustium
	Fragilaropsis nana		Rhizosolenia hebet^{rc} -	Rhizosolenia hebetata		Biddulphia striata
	Nitzschia closterium		Thalassiothrix anta tica	Biddulphia weissflogii		Asteromphalus parvulus
						Fragilariopsis « sp. »
	Chactoceros neglectus			Nitzschia closterium		Chactoceros flexuosum
	Corethron criophilum			Chaetoceros altlanticus		Chaetoceros neglectus
				Chaetoceros dichaeta		Chaetoceros socialis

continent

Tableau VIII. — Distribution du phytoplancton en fonction de la latitude dans l'océan Antarctique.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU ANNEXE I. — Liste des Diatomées antarctiques (d'après Steyaert, 1973, 1974 b).

Actinoeyclus oliverianus
Amphiprora kufferathi
Asterionella japonica
Asteromphalus heptactis
hookeri
parvulus
Chaetoceros affinis
anastomasans
atlanticus
brevis
castracanei
convolutus
criophilus
dichaeta
didymus
flexuosus
hendeyi
inflatum (= bulbosum)
messanensis
neglectus
pendulus
peruvianus
schimperianus
socialis
Charcotia actinochilus
Corethron criophilum
Coscinodiscus excentricus
lentiginiosus
pseudodenticulatus
tunidus
Dactyliosolen antarcticus
mediterraneus
Eucampia balaustium
cornuta
zoodiacus
Fragilariopsis antarctica
curta
cylindrus
kerguelensis
nana
obliquecastata
rhambica
sublinearis
Hemiaulius hauckii
Lauderia borealis
Micropodiscus oliverianus
Navicula membranacea
Nitzschia barkleyi
bicapitata
« closterioides »
heinii
sicula
stellata
turgida
Rhizosolenia alata
antarctica
bergonii
chunii
curvata?
delicatula
hastata
rhombus
setigeta
simplex
styliformis
Synedra reinboldii
Thalassionema nitzschioïdes
Thalassiosira antarctica
Thalassiothrix antarctica
frauenfeldii
langissima
mediterranea

Nitzschia barkleyi, hemii et turgida = *Nitzschia « pseudonitzschia »* difficiles à distinguer

Source : MNHN, Paris

TABLEAU ANNEXE II. — Liste des Dinoflagellés antarctiques, d'après Balech, (1976) (ne sont pas comprises les espèces rencontrées occasionnellement).

Gymnodinium diploconus Schütt
frigidum Balech
baccatum Balech
modestum Balech
guttula Balech
soyai Hada
flavum Kofoid & Swezy
minor Lehour ?
Amphidinium hadai Balech
sp. Balech
lachryma (Meunier) Kofoid & Swezy
Gyrodinium rhabdomante Balech
sp. Balech & El Sayed, 1965
glaciale Hada
Dinophysis punctula Jorgensen ?
antarctica Balech
meteori Böhm
tuberculata Mangin
cornuto (Peters) Balech
contracto (Kofroid & Szogsherg) Balech
tenuivelata Balech
Heteroschima subantarctica Balech
Diplopeltopsis minor (Paulsen) Pavillard
perlata Balech
granulosa Balech
Protoperidinium defectum (Balech) Balech
archiovatum (Balech) Balech
bipotens Balech
antarcticum (Schimper)
pseudoantarcticum (Balech) Balech
saltans (Meunier) Balech
latistriatum (Balech) Balech
rosaceaum (Balech) Balech
parvicollum (Balech) Balech
turbinatum (Mangin) Balech
thulesense (Balech) Balech
macrapicatum (Balech) Balech
metanum (Balech) Balech
crassipes Kofoid
charcoti (Balech) Balech
concavum (Mangin)Balech
radius Balech
mediocre (Balech) Balech
raphanum (Balech) Balech
elegantissimum (Balech) Balech
bellutum (Balech) Balech
applanatum (Mangin) Balech
curtum (Balech) Balech
penitum (Balech) Balech
melo (Balech) Balech
parcum (Balech) Balech
glyptopterum Balech
incognitum (Balech) Balech
unipes (Balech) Balech
mongini (Balech) Balech
cruciferum (Balech) Balech
uncertum (Balech) Balech
nanum (Balech) Balech
areolatum (Peters) Balech
variegatum (Peters) Balech
affine (Balech) Balech
Ceratium pentogonum grande Mangin
lineatum (Ebr.) Cleve
Podolampas antorctica Balech
Oxytoxum criophilum Balech

Source : MNHN, Paris

ESSAI D'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DES RELATIONS ENTRE DENSITÉS EN MÉIOFAUNE ET FACTEURS DU MILIEU DANS L'ARCHIPEL DE KERGUELEN

PAR

F. DE BOVÉE, J. SOYER et D. DELILLE *

RÉSUMÉ

Dans ce mémoire ont été traités par l'analyse en composantes principales 30 paramètres physicochimiques et biologiques (microflore et méiofaune) correspondant à 101 stations du plateau continental de l'Archipel de Kerguelen et des principaux fjords. Cette analyse confirme les résultats antérieurs : caractère particulier de la distribution quantitative du méiobenthos dans le Golfe du Morbihan qui dépend essentiellement de la teneur en matière organique dont les fortes valeurs peuvent constituer un facteur limitant-caractère plus général sur le plateau continental lui-même où les densités montrent un gradient décroissant de la côte vers le large.

Sur un plan général, ce travail met en évidence la difficulté d'observer une relation nette entre le benthos et la richesse en matière organique des fonds, sauf dans les cas extrêmes.

ABSTRACT

30 physicochemical and biological parameters (microflora and meiofauna) have been studied and the principal components analysed from 101 stations of the continental shelf and the main fjords of the Kerguelen archipelago.

This analysis confirms the previous results : the quantitative distribution of the meiobenthos in the Morbihan gulf which essentially depends on the amount of organic matter, whose high values may constitute a limitating factor (a more general character on the continental shelf itself where densities show a decreasing gradient from the coast towards the sea).

This work points out the difficulty in observing a clear relation between the benthos and the richness of the organic matter on the bottom, except in extreme cases.

Le plateau continental de l'Archipel de Kerguelen et le grand complexe de fjords du Golfe du Morbihan ont fait l'objet d'un nombre important de travaux récents concernant la distribution quantitative du méiobenthos (de Bovée et Soyer, 1977 a, b, c), les caractéristiques chimiques du sédiment et les populations bactériennes (Delille, 1977) et les caractéristiques granulométriques (Lallier et Clément, sous presse).

Il nous a paru intéressant de réexaminer l'ensemble de ces résultats en faisant une synthèse des données en notre possession : 101 prélèvements pour lesquels 30 variables topographiques et sédimentologiques, chimiques et biologiques ont pu être définies. Seule l'exploitation mathématique par analyse d'inertie permet d'appréhender globalement la nature des relations pouvant exister entre les

* Laboratoire Arago, 66650 Banyuls-sur-Mer.

Source : MNHN, Paris

différents composants du méiobenthos et les facteurs biotiques ou abiotiques du milieu. Ce type d'approche, très employé dans diverses disciplines n'a encore été que peu utilisé dans le domaine benthique bien que Cassie et Michael en aient montré l'intérêt dès 1968. Chardy et Glemarec (1974), puis Chardy *et al.* (1975) et Blanc *et al.* (1976) ont étudié les différentes applications de ce type d'analyse en benthologie.

Cependant, en ce qui concerne le méiobenthos, à notre connaissance, seuls Bodiou et Chardy (1973) ont eu recours à l'analyse en composantes principales dans une étude sur les peuplements de Copépodes Harpacticoïdes des sables fins infralittoraux de Banyuls-sur-Mer.

Dans ce travail, nous avons conservé l'ensemble des résultats correspondant à nos 101 prélèvements, bien que, dans une certaine mesure, ce maintien ait pu nuire à la clarté des résultats. Par contre, nous avons préféré traiter séparément les données concernant la plateforme périinsulaire (47) et le Golfe du Morbihan (54) afin de faciliter l'interprétation des nuages suivant les axes factoriels.

Matériel et Méthodes.

Stations-Prélèvements.

La localisation des stations, les méthodes d'échantillonnage et d'analyses, les données utilisées ici ont toutes été publiées antérieurement dans les notes citées précédemment.

Variables.

A chacun des prélèvements correspondent 30 variables : quatre variables topographiques et sédimentologiques, 12 variables chimiques et 14 variables biologiques.

Variables topographiques et sédimentologiques.

Sont utilisés : la profondeur (PR), le pourcentage de particules de dimensions inférieures à 40 μ (GV), la fraction comprise entre 40 et 200 μ (GS) et la fraction grossière, de dimension supérieure à 200 μ (GG).

Variables chimiques.

Les variables chimiques correspondent au potentiel d'oxydoréduction et aux différentes formes du carbone, de l'azote, du soufre et du phosphore. Le pH ne paraissait pas d'un très grand intérêt du fait de ses faibles variations et n'a pas été utilisé. Par contre, le potentiel d'oxydoréduction est important, bien que nos valeurs ne concernent que la couche superficielle du sédiment et correspondent à la période estivale pendant laquelle les sédiments sont les plus réduits (Delille, 1977). Par ailleurs, il est certain que l'épaisseur de la couche oxydée, à valeur positive du Eh, aurait été plus significative car le potentiel d'oxydoréduction est connu pour avoir une évolution très rapide à l'intérieur du sédiment (Fenchel et Riedl, 1970).

Les différentes formes du carbone et de l'azote sont exprimées ici en pourcentage de matière sèche.

Les carbonates (CC) ont en général des teneurs faibles, 0,46 % en moyenne dans le Golfe du Morbihan et 0,25 % sur le plateau continental. Dans les sables à Bryozoaires récoltés dans le sud de l'Archipel, les valeurs sont nettement plus élevées, de 3,5 à 5,9 %.

La teneur en carbone organique total (CT) est de l'ordre de 0,85 % sur le plateau continental et de 1,85 % dans le Golfe du Morbihan mais elle peut s'élever à 8,2 % dans certains sédiments anoxiques correspondant aux zones d'accumulation de débris végétaux. Ces teneurs montrent un très net gradient côte-large ou fonds de fjords-ouverture de baie.

Le carbone organique, lié et particulaire (CP), donne des valeurs comprises entre 0,05 et 1,6 % tandis que le carbone hydrolysable (CH) tend à devenir la fraction prépondérante dans certains sédiments anoxiques.

Les teneurs en azote organique total (NT), comprises entre 0,02 % et 1,1 %, sont plus fortes dans les baies que sur le plateau continental proprement dit. Les valeurs sont particulièrement élevées dans le Golfe du Morbihan. L'ammonium (NH) est abondant dans les sédiments envasés, en particulier dans les vases euxiniques (100 à 300 mg/l).

L'ensemble des données précédentes conduit à un rapport C/N (C/N) proche de 6,8 avec une augmentation très sensible dans la zone littorale (m = 12,5).

Source : MNHN, Paris

Les teneurs en sulfures (SU) des fjords de Kerguelen sont parmi les plus fortes connues actuellement dans le monde, notamment dans les sédiments fins localisés en zones calmes de fonds de fjords ou de fosses de surcreusement glaciaire (2 800 ppm).

Les valeurs correspondant au phosphore organique total (PO) sont comprises entre 15 et 130 mg/l et évoluent parallèlement à celles du carbone organique, ce qui conduit à un rapport C/P très homogène, parfois légèrement plus fort dans les sédiments intertidaux ou dans les stations les plus profondes. Le phosphore minéral (PM) est présent en quantité variant de 150 à 1 825 mg/l pour une valeur moyenne de 300 mg/l.

Variables biologiques.

Les variables biologiques correspondent aux données quantitatives concernant les différents composants de la microflore et de la méiofaune.

La microflore aérobie totale (MA) a été évaluée en moyenne à 10^5 bactéries/ml ce qui correspond bien aux données les plus récentes obtenues sur les dépôts sédimentaires marins.

Les bactéries du cycle du soufre, microflore réductrice de la matière organique soufrée, microflore sulfatoréductrice et thiobacilles sont évidemment importantes dans ce milieu particulier que constituent les fjords.

Avec une densité de 10^8 bactéries/ml, la microflore organoréductrice (OR) représente environ 1 % de la microflore hétérotrophe totale. La microflore sulfatoréductrice (SR) permet une distinction entre les sédiments euxiniques et les sédiments bien oxygénés, les populations variant entre 0 et 10^8 bactéries/ml. Les thiobacilles (TH) ont été déterminés en observant l'abaissement du pH en fin d'incubation. Cette baisse dépasse fréquemment une unité, parfois deux, dans les stations les plus riches en sulfures.

Les paramètres concernant le méiofaune sont exprimés en nombre d'individus par 10 cm^2 et correspondent à la densité totale (TO) et aux densités des groupes principaux : Nématodes (NE), Copépodes (CO), Ostracodes (OS), Amphipodes (AM), Isopodes (IS), Mollusques (MO), Annélides (AN), Kinorbinques (KI). Les autres taxons ont été regroupés sous une rubrique divers (DI), sans grande signification.

Analyse des liaisons intervariables.

L'un des avantages de la méthode d'analyse en composantes principales utilisée ici est de permettre de considérer dans leur ensemble les prélèvements et les trente variables qui s'y rapportent (Hotelling, 1933). La très grande diversité des variables considérées, dans leur nature et dans leur échelle (nombre d'individus, pourcentage, profondeur, etc...) nécessite une transformation des données afin d'obtenir une représentation équilibrée : les variances des variables et des observations doivent être identiques par rapport à l'origine. Nous avons utilisé une analyse en composantes principales normées (cf. Lebart et Fénelon, 1975), méthode déjà utilisée dans des circonstances proches par Cbardy (1975) : les données se présentent sous la forme d'un tableau X dissymétrique où Xij est la ième observation de la variable J. Dans le cas présent, on analysera le tableau rij = (xij-xi)/Sj dans lequel Sj est l'écart-type de la variable j. La ressemblance entre deux points (variable ou observation) est mesurée à l'aide du coefficient de corrélation et la matrice à rechercher est celle des coefficients de corrélation des variables [1].

Résultats.

Comme nous l'avons indiqué précédemment, nous avons préféré traiter séparément les données concernant le Golfe du Morbihan et celles de la plateforme périinsulaire. D'autre part, pour avoir une idée plus claire de la signification des axes, nous avons présenté les facteurs physico-chimiques et biologiques et les stations, en les projetant de manière juxtaposée et non superposée, comme dans la présentation classique.

Golfe du Morbihan.

Analyse de la matrice de corrélation (fig. 1).

La matrice de corrélation a été ordonnée en regroupant les variables par grands types : matière organique, nature du substrat, microfaune et macroflore.

1. Le programme de cette analyse a été préparé par M. Xech, du Centre de Calcul du Centre Universitaire de Perpignan. Les calculs ont été effectués sur l'IBM 360/65 du CITIM.

BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

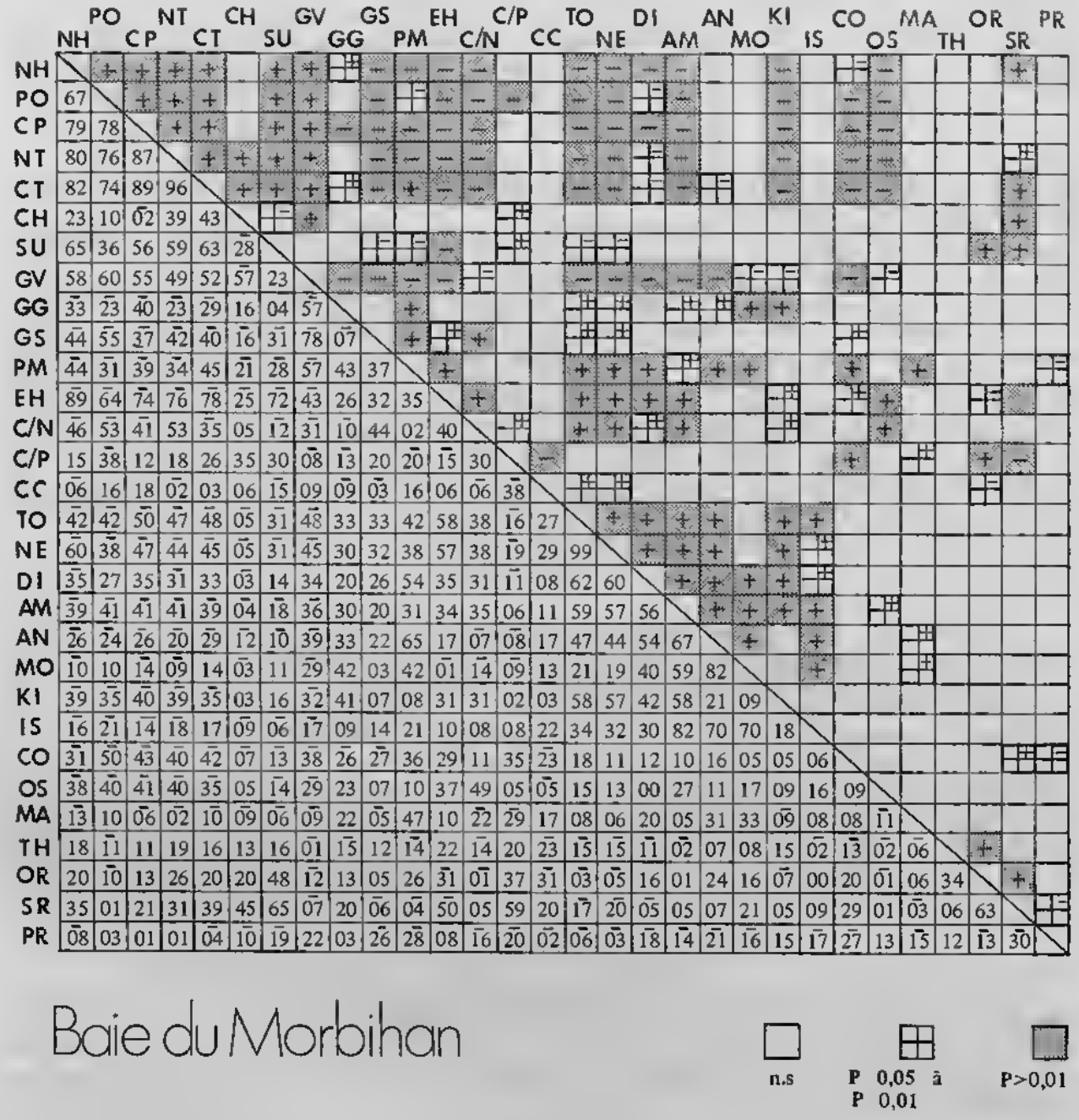


Fig. 1. — Golfe du Morbihan — Matrice de corrélations intervariables.

Source : MNHN, Paris

L'analyse de la matrice montre que les variables caractérisant la matière organique sous toutes ses formes sont fortement liées entre elles ; les coefficients de corrélation qui lient le carbone organique total, le carbone lié et particulaire, le carbone hydrolysable, l'azote organique total, le phosphore organique et l'ammonium, directement dépendant de l'azote organique car presque entièrement issu de l'ammonification, sont très élevés.

Parmi les paramètres définissant la composition granulométrique du substrat, la fraction fine est également fortement liée aux paramètres précédents et aux sulfures par contre, les fractions moyenne et grossière du sédiment corrélées négativement à ces derniers, sont associées aux fortes valeurs du Eh ; le phosphore minéral doit être également rattaché à ce groupe ($r = 0,37$ et $0,43$) et caractérise essentiellement des matériaux insolubles.

L'ensemble des paramètres de la méiofaune montre une certaine homogénéité notamment par ses coefficients de corrélation négatifs vis-à-vis des facteurs de la matière organique. Copépodes et Ostracodes paraissent indépendants. Enfin, densités totales et Nématodes sont très fortement liés (r voisin de 1) car ces derniers représentent généralement plus de 80 à 90 % du méiobenthos total.

Le groupe microflore a des liaisons plus labiles, avec un noyau composé des bactéries organoréductrices, des germes sulforéducteurs ($r = 0,63$) et les thiobacilles ($r = 0,34$), qui, pour leur approvisionnement en sulfures, dépendent directement des deux éléments précédents. Les différents composants de ce groupe semblent dépendre de la nature granulométrique du substrat bien que les bactéries organoréductrices et sulfatoréductrices soient bien corrélées avec les teneurs en sulfures ($r = 0,48$ et $0,65$).

L'analyse générale de la matrice de corrélation met donc en évidence que le facteur principal régissant la distribution quantitative de la méiofaune dans le Golfe du Morbihan est la richesse en matière organique, celle-ci intervenant comme facteur limitant. Dans les zones les plus calmes s'accumulent les particules fines et un riche matériel organique qui tend à faire évoluer le biotope vers des conditions euxiniques caractérisées par l'augmentation de la teneur en sulfures et la baisse corrélative du potentiel d'oxydoréduction ($r = -0,72$). Ces conditions favorables aux bactéries sulfatoréductrices se traduisent par une baisse générale des densités en méiofaune comme le montrent les fortes corrélations négatives enregistrées (r supérieur à $-0,40$).

Les sédiments moins riches en matières organiques mais bien oxygénés sont au contraire favorables à l'installation du méiobenthos (r supérieur à $0,30$).

Enfin, comme nous l'avions signalé dans nos notes précédentes, les différents paramètres sont indépendants de la bathymétrie, ce qui est en relation avec la distribution en mosaïque des sédiments.

Axes écologiques (fig. 2 et 3).

Les trois premiers axes de l'analyse en composantes principales extraient respectivement 29,9 %, 12,9 % et 10,6 % de la variance, soit un pourcentage cumulé de 53,4 %. Ce résultat peut être considéré comme satisfaisant, étant donné le nombre élevé des variables traitées.

L'axe I, peu discriminant pour la profondeur et la microflore, est intéressant par sa nette bipolarité. S'opposant en effet dans les valeurs négatives, les sédiments vaseux (GV) et l'ensemble des paramètres de la matière organique (CT, NT, NH, CP) et sulfures (SU), et dans les saturations positives, les sédiments sableux ou grossiers (GS et GG), généralement mieux oxygénés et correspondant aux fortes valeurs du Eh (EH), au niveau desquels sont enregistrées les densités maximales des principaux groupes de la méiofaune.

L'axe I est donc un axe granulométrique et quantitatif confirmant la règle bien connue selon laquelle les sédiments fins sont les plus riches en matière organique et que les sédiments moyens ou grossiers, bien oxygénés, sont plus favorables à la méiofaune.

L'axe II est plus délicat à interpréter. Il semble cependant discriminer dans les valeurs négatives, la profondeur, et dans les valeurs positives, un ensemble sulfures-microflore lié au cycle du soufre, donc certaines conditions d'anoxie, qui s'opposent aux fortes valeurs du rH, localisées dans les saturations négatives.

La méiofaune paraît relativement indépendante de cet axe, sauf certains groupes se rattachant au méiobenthos transitoire tels que les Mollusques, les Annélides, les Isopodes et les Amphipodes.

La combinaison de ces deux axes met en évidence :

Source : MNHN, Paris

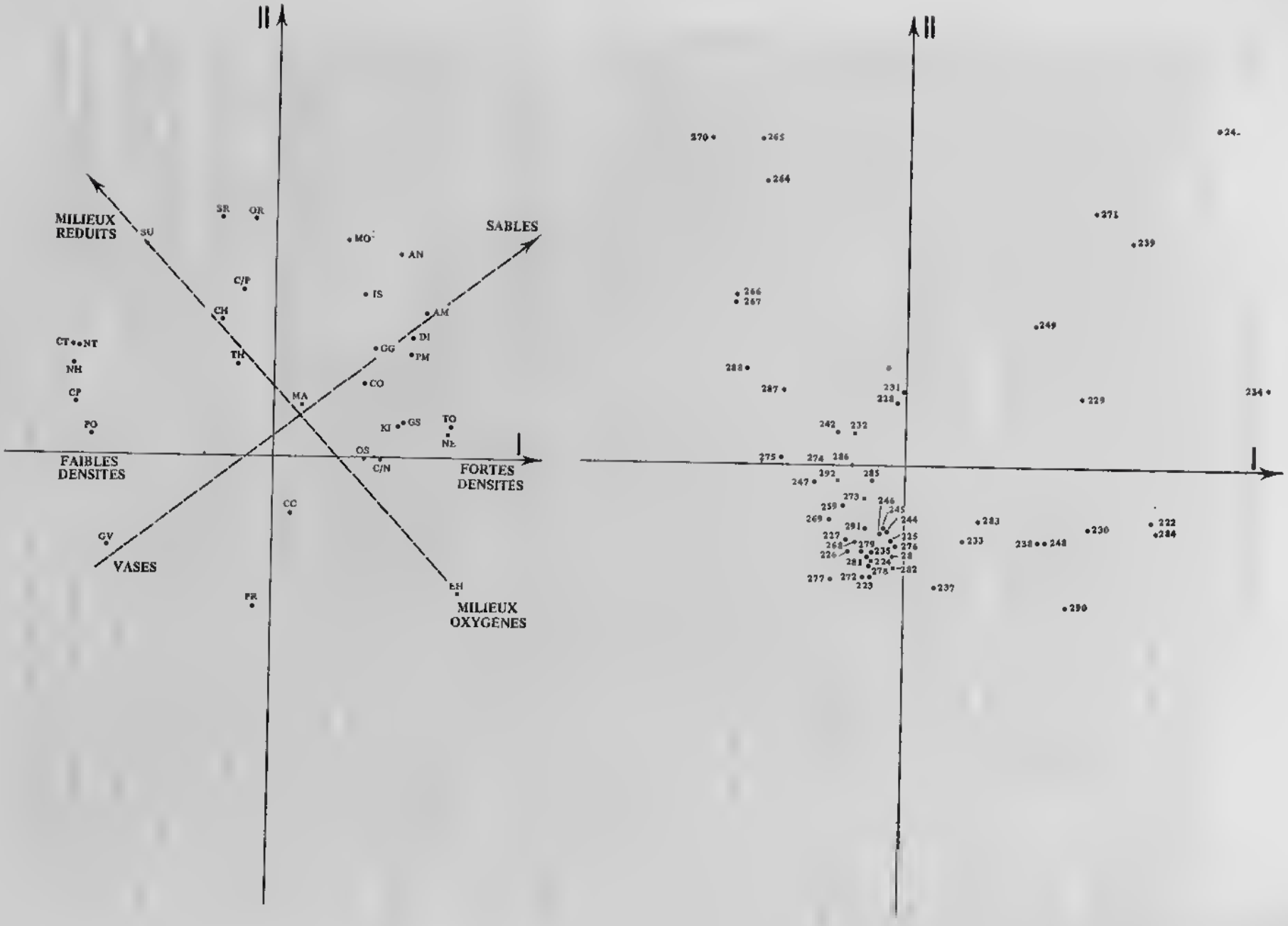


FIG. 2. — Golfe du Morbihan — Analyse en composantes principales, représentation dans le plan des axes 1 et 2.

Source : MNHN, Paris

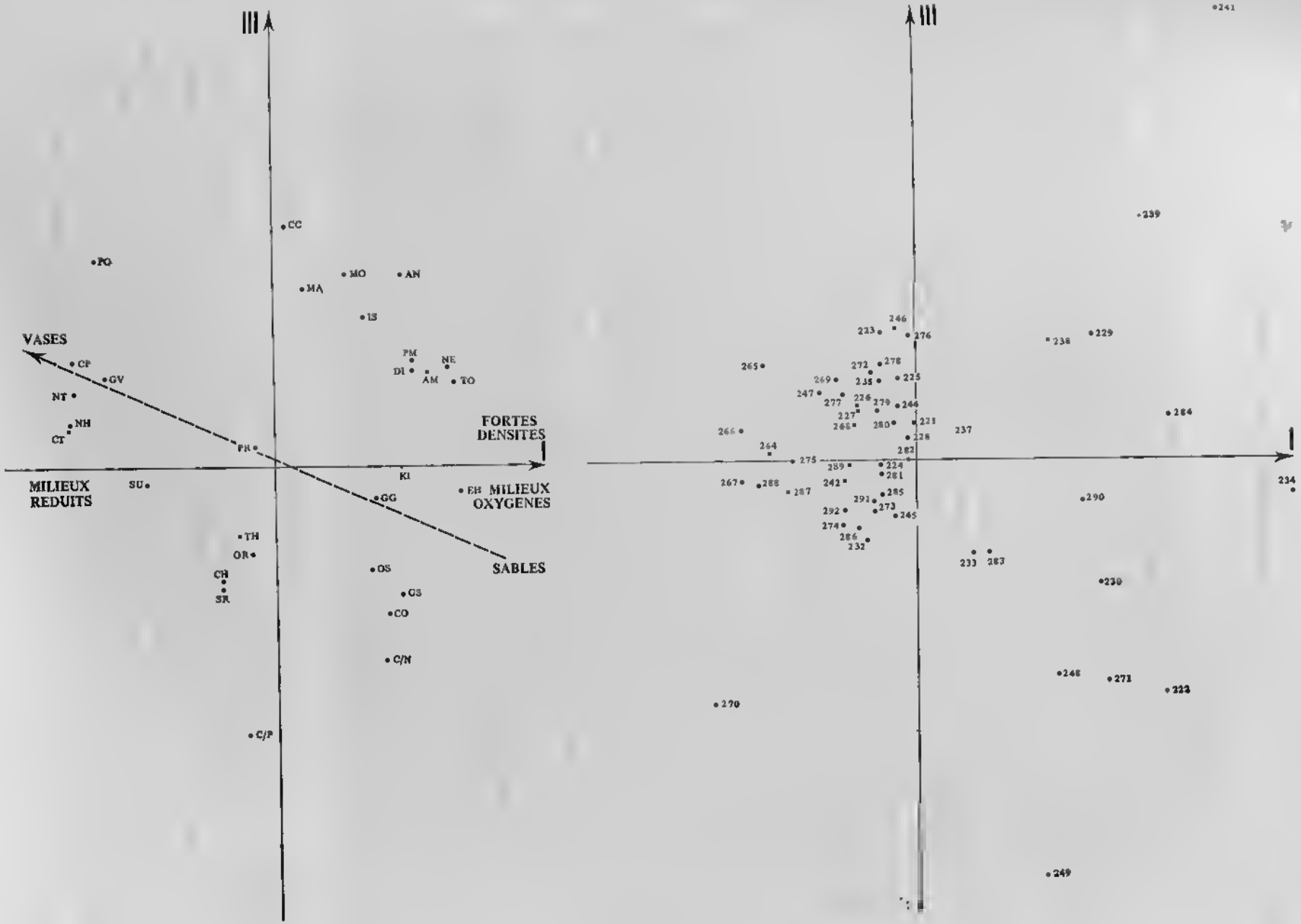


FIG. 3. — Golfe du Morbihan — Analyse en composantes principales, représentation dans le plan des axes 1 et 3.

Source : MNHN, Paris

— un axe quantitatif, l'axe I,
— un axe bathymétrique, l'axe II,
— un gradient granulométrique qui peut être matérialisé par une ligne passant par GV et GG,
— un gradient d'oxydoréduction, matérialisé par la ligne Eh-SU.

Ainsi dans le Golfe du Morbihan, la distribution quantitative de la méiofaune sera relativement indépendante de la profondeur mais dépendra de la nature granulométrique du substrat et de son degré d'oxydoréduction, celui-ci variant considérablement entre les sables ou graviers bien oxygénés et les vases souvent riches en sulfures du fait de l'accumulation importante de débris végétaux.

L'examen de la distribution des stations en fonction des quatre éléments mis en évidence, confirme notre interprétation des axes I et II. La majorité des stations prospectées correspondent à des sédiments vaseux, riches en matière organique, sur lesquels la méiofaune n'est pas très abondante (300 à 700 ind/10 cm^2). Ces sédiments vaseux peuvent évoluer, notamment dans les faibles profondeurs et dans les zones calmes vers des fonds euxiniques, très riches en sulfures et peu favorables au développement de la méiofaune (265, 266, 267, 288) ou, au niveau des seuils, vers un faciès vaseux relativement bien oxygéné, à fortes densités (238, 239, 237, 283).

Une évolution parallèle des densités de la méiofaune peut être remarquée au niveau des sables. Le méiobenthos est abondant dans les sables infralittoraux soumis à un fort hydrodynamisme (229, 234, 241, 249, 271) ou dans les sables profonds, de seuil (284, 290).

Les sables de mode calme, localisés dans les zones d'accumulation de débris végétaux où il peut se produire une eutrophisation excessive, montrent une méiofaune exceptionnellement pauvre (232, 242, 264 et 286).

Un point intéressant concernant la répartition des stations suivant l'axe II réside dans le fait que celui-ci attire vers les valeurs positives les prélèvements les plus pauvres en méiofaune (265, 266, 270) caractérisés par une teneur en sulfures supérieure à 1 500 ppm et des échantillons riches ou très riches en méiofaune (241, 271) au niveau desquels la teneur en sulfures est faible ou nulle. En fait, ces derniers sont localisés à des extrémités de fjords et bactéries sulfatoréductrices (10^3 à 6.10^3 bactéries/ml) et thiobacilles y sont bien représentés. Il est possible que ces stations soient en équilibre instable et qu'il suffise d'une très faible modification du milieu pour leur donner un caractère euxinique ou au contraire bien oxygéné. Une autre hypothèse pourrait être que ces fonds sont en fin de dégradation de la matière organique par les bactéries que la méiofaune peut alors exploiter.

L'axe III, que nous avons représenté ici avec l'axe quantitatif, l'axe I, est difficile à interpréter et ne semble pas apporter d'informations nouvelles nettes. Il confirme une certaine séparation du carbone hydrolysable (CH), des bactéries organo- et sulfato- réductrices (OR et SR) et les thiobacilles (TH), des autres facteurs de la matière organique. Les groupes de la méiofaune éclatent en deux sous-ensembles, le premier avec les Copépodes (CO) et les Ostracodes (OS) dans les valeurs négatives, le second composé des Nématodes (NE) et de la méiofaune transitoire dans les valeurs positives.

Au niveau des stations, l'interprétation est encore plus délicate et tout au plus, peut-on remarquer que la plupart, localisées dans les valeurs positives, sont placées à l'entrée du Golfe du Morbihan ou encore à la sortie des fjords ou dans des goulets à fort hydrodynamisme.

Plateforme périinsulaire.

Analyse de la matrice de corrélation (fig. 4).

L'analyse de la matrice de corrélation intervariable confirme la bonne corrélation des facteurs liés aux sédiments fins, riches en matière organique ainsi que celle des sédiments moyens et grossiers avec les fortes valeurs du Eh.

Les paramètres de la méiofaune et la plupart des groupes de la microflore paraissent indépendants. Seules les bactéries organoréductrices montrent une bonne corrélation avec les facteurs de la matière organique. Densités totales et Nématodes sont très fortement liés du fait de la dominance générale de ce groupe au sein de la méiofaune.

L'examen de cette matrice nous fournit donc peu d'informations intéressantes, notamment au point de vue biologique.

Source : MNHN, Paris

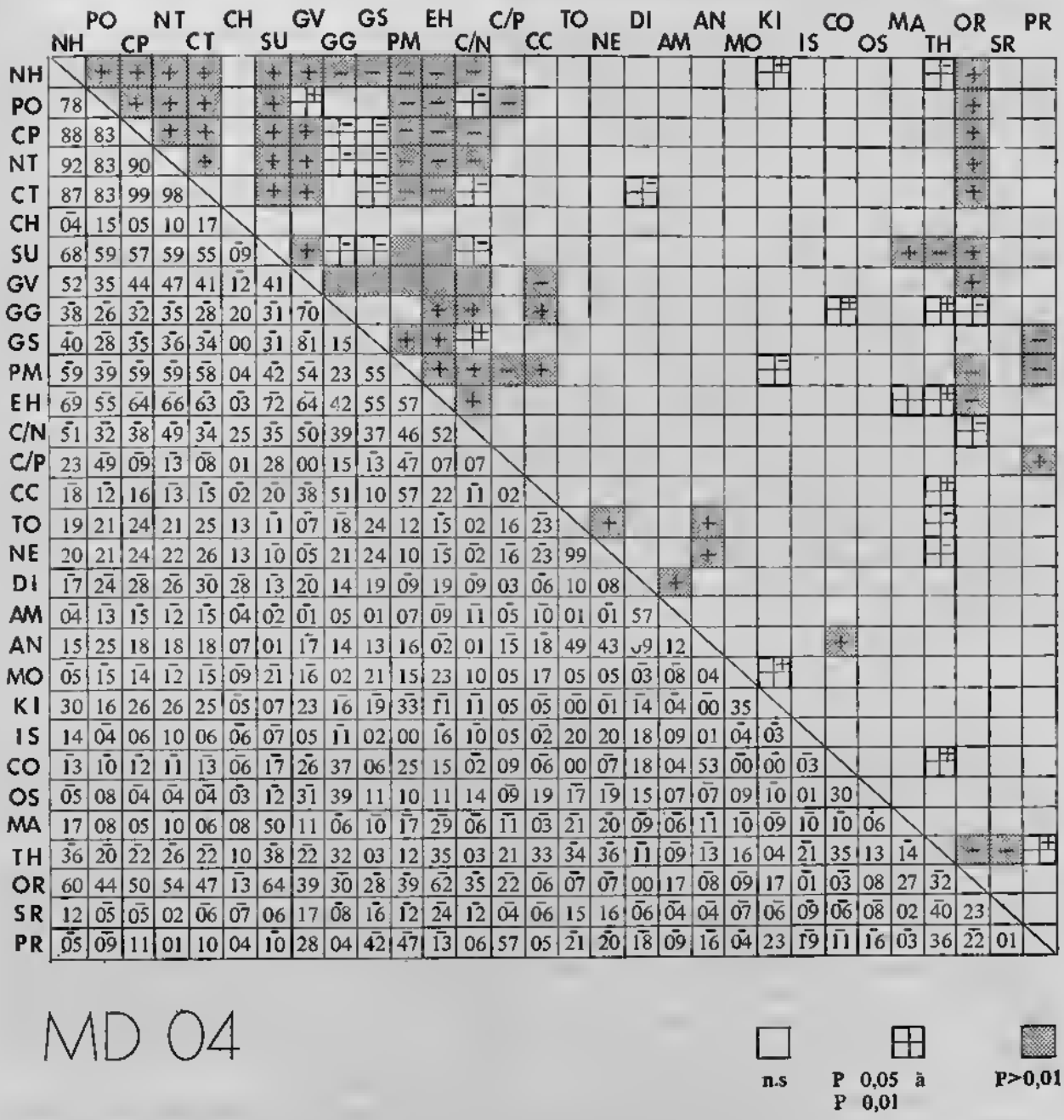


FIG. 4. — Plateforme périinsulaire (MD 04). Matrice de corrélations intervariables.

Source : MNHN, Paris

Axes écologiques (fig. 5 et 6).

Les trois premières composantes correspondent respectivement à 23,7 %, 10 % et 9,2 % de la variance, soit 42,9 %.

L'axe I met en évidence la même opposition que dans le Golfe du Morbihan entre les substrats sableux (GS) ou grossiers (GG) bien oxygénés (Eh) dans les valeurs négatives et les substrats fins (GU), riches en matière organique (CT, NT) et en sulfures (SU). Par contre, cet axe granulométrique et d'oxydoréduction n'est pas discriminant vis-à-vis des densités en méiofaune.

L'axe II oppose nettement la bathymétrie (PR) dans les valeurs négatives et les densités (TD) dans les valeurs positives.

A l'examen de ces deux premières composantes, il apparaît que la distribution quantitative de la méiofaune sur le plateau continental dépend non plus de la teneur en matière organique comme dans le Golfe du Morbihan, mais de la bathymétrie, ce qui correspond à un schéma plus classique.

Au niveau des stations, la combinaison de ces deux axes permet de séparer les sédiments riches en méiofaune, sables littoraux (B11, C18, J121, H83), vases de sortie de baie plus profondes (B10, G75, G77 et G81) des stations à faible densité, vases anoxiques riches en sulfures (E39, E40 et E86), sables organogènes du plateau (J113, J114 et J115) et vases profondes (H97, I105 et I107). Au voisinage de l'origine se trouvent dispersés les prélèvements du plateau continental lui-même, dont les stations les plus profondes sont déplacées vers les valeurs négatives.

L'axe III, qui est représenté ici avec l'axe II, axe quantitatif, paraît comme dans le cas du Golfe du Morbihan, difficile à interpréter ; il sépare les sulfures (SU) et la microflore associée (OR, SR) des paramètres de la matière organique (CT, NT). Sur le plan des stations, la majorité s'en trouve à proximité de l'origine. Du côté positif, sont groupés les vases profondes à faible densité et certains prélèvements de sables littoraux et de vases de sorties de baie riches. Dans les valeurs négatives, nous trouvons quelques prélèvements correspondant à des milieux riches en sulfures, soit littoraux, soit de sorties de baie.

Discussion et conclusions.

Le traitement de l'ensemble des prélèvements réalisés dans le Golfe du Morbihan et sur le plateau continental de l'Archipel de Kerguelen et des paramètres physicochimiques et biologiques correspondants par l'analyse en composantes principales confirme d'une manière générale l'interprétation qui avait été donnée dans les notes précédentes.

Le Golfe du Morbihan constitue un ensemble très particulier des biotopes marins de l'Archipel. Bassin d'accumulation d'apports continentaux ou marins, il est caractérisé par des sédiments le plus souvent très riches en matière organique qui offrent des conditions euxiniques défavorables à la méiofaune. Les stations correspondant à ce type de fond sont les plus nombreuses. Dans les zones soumises à un hydrodynamisme plus important qui tempère ou interdit les dépôts et assure une meilleure oxygénation, plages, seuils de fjords, Passe Royale, les conditions deviennent meilleures et les densités augmentent fortement. Dans notre analyse, ce phénomène apparaît nettement dès l'axe I qui lie les paramètres de la matière organique et les densités en méiofaune ; le 2e axe correspond au degré d'oxydoréduction et le 3e peut-être au degré d'évolution de la matière organique.

La topographie des fonds très accidentée entraîne une répartition en mosaïque des types de substrats, ce qui va se traduire par l'absence de toute corrélation avec le facteur bathymétrique.

Sur le plateau continental, les conditions sont beaucoup plus normales et les faciès euxiniques ne se rencontrent que dans quelques stations de fonds de fjords ou au voisinage des herbiers de Macrocystis. Les facteurs du milieu liés au 1er axe semblent peu corrélés avec les densités qui, elles, sont plus marquées au niveau de la 2e composante. L'ensemble des résultats se montre plus homogène que dans le Golfe du Morbihan et mieux lié avec le facteur bathymétrique.

Notre étude ne pouvait introduire le facteur éloignement de la côte, impossible à estimer de manière correcte en raison de la topographie tourmentée de celle-ci. Il n'est cependant pas douteux

Source : MNHN, Paris

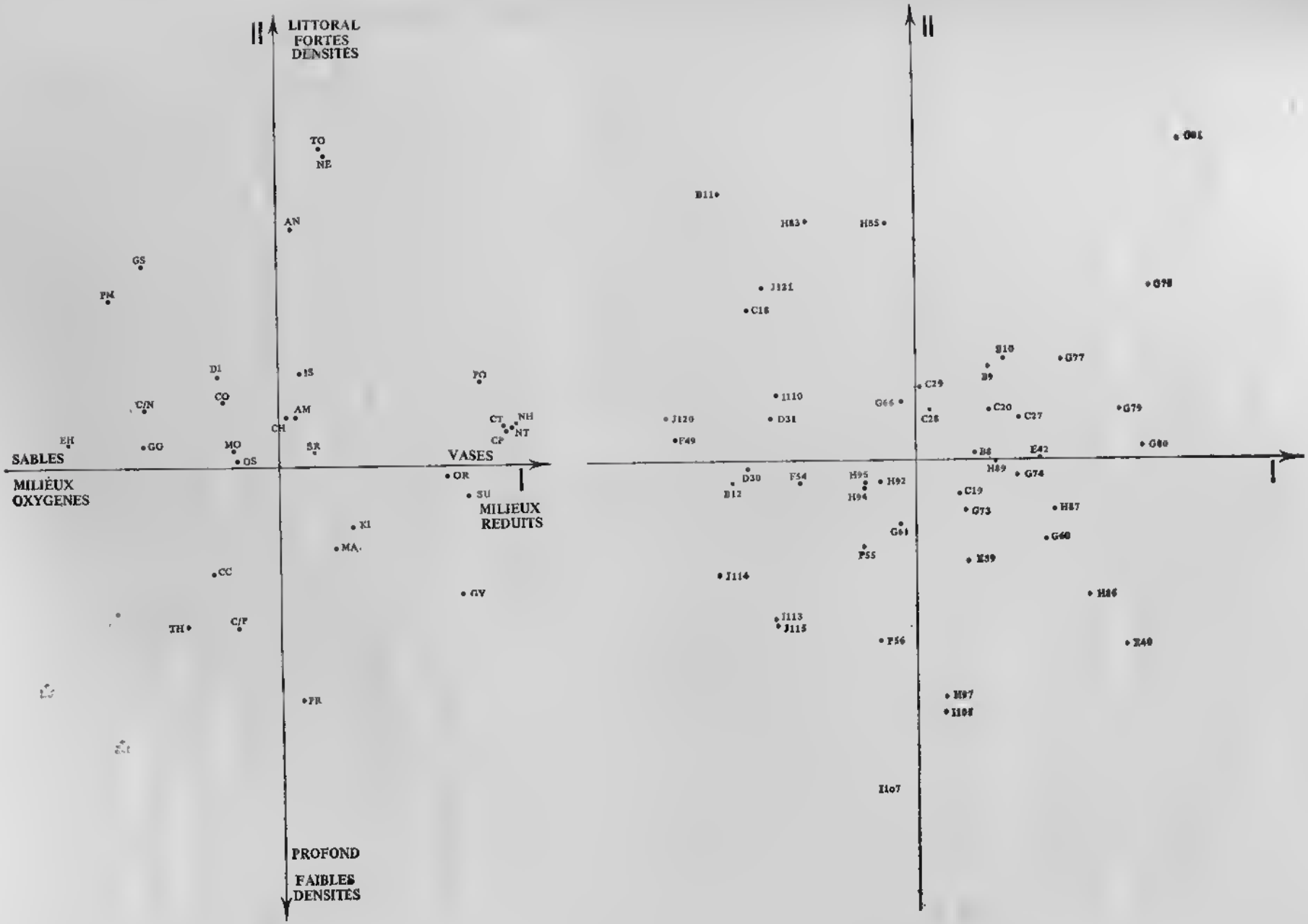


Fig. 5. Plateforme périinsulaire — Analyse en composantes principales, représentation dans le plan des axes 1 et 2.

Source : MNHN, Paris

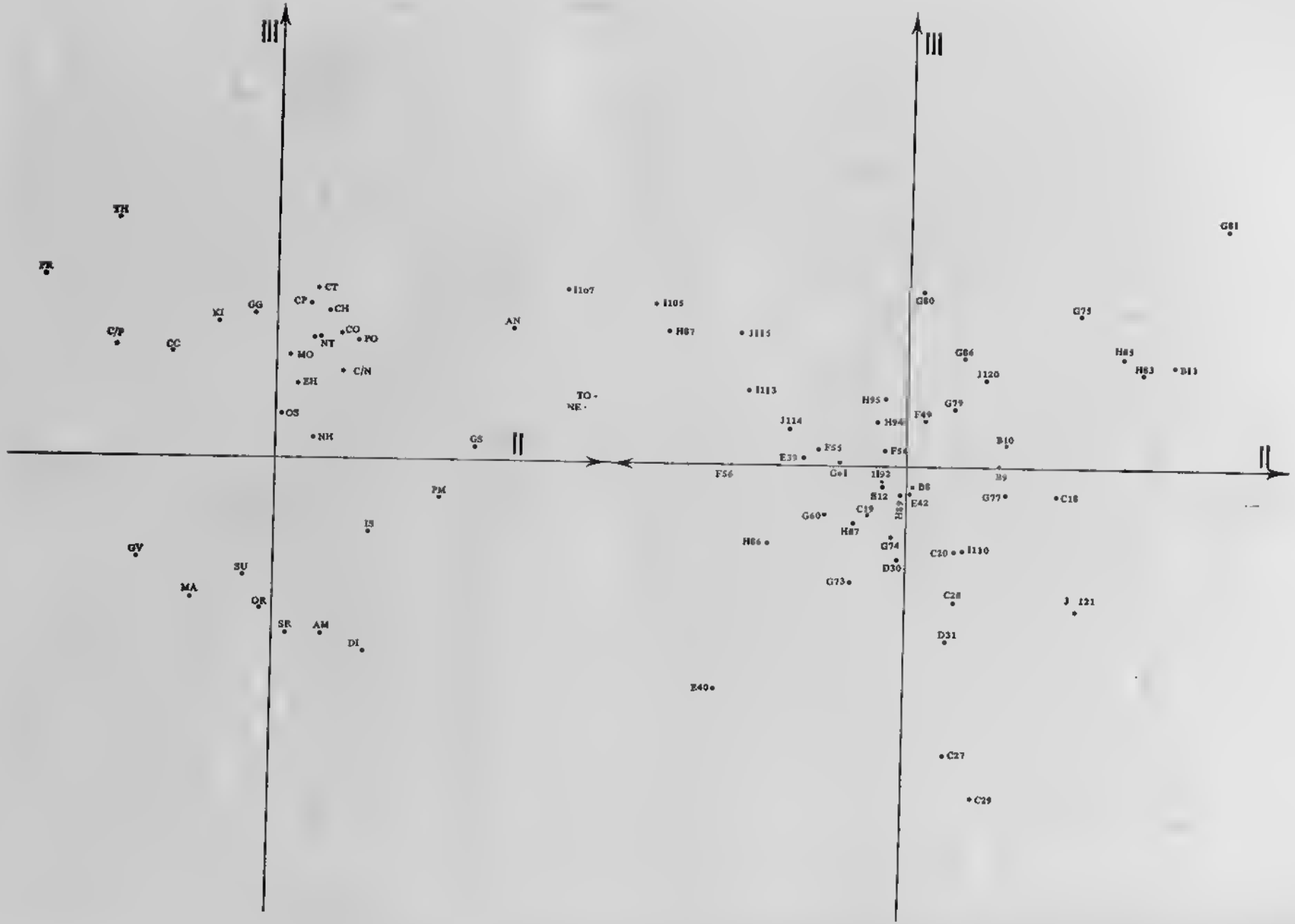


FIG. 6. — Plateforme périinsulaire — Analyse en composantes principales, représentation dans le plan des axes 2 et 3.

Source : MNHN, Paris

que le double gradient constaté précédemment existe, comme le montre l'analyse détaillée de la répartition des stations en fonction des paramètres étudiés. Par ailleurs, il est évident que le maintien de l'ensemble de nos données nuit à la clarté de notre analyse. Celle-ci fait cependant ressortir l'existence à Kerguelen d'un fort gradient chimique allant de conditions franchement euxiniques à une oxygénation normale.

Ce travail met une fois de plus en évidence les difficultés qui existent pour démontrer une liaison entre matière organique contenue dans le sédiment et sa nature, et le benthos en général. Il apparaît ici clairement que, mises à part les conditions extrêmes rencontrées dans les zones à eutrophisation excessive, il n'y a pas de corrélation nette des densités en méiobenthos avec les facteurs liés à la matière organique ou avec les populations bactériennes.

Notre analyse fait également ressortir que de fortes densités peuvent être enregistrées dans les sédiments vaseux bien oxygénés mais souvent riches en matière organique et sur les substrats plus grossiers où cette dernière est peu abondante. Il est possible qu'intervienne ici un aspect dynamique que notre étude ne permet pas de mettre en évidence.

Ces résultats viennent s'ajouter aux opinions contradictoires émises sur les rapports entre matière organique et benthos. En ce qui concerne le méiobenthos, Tietjen (1971) a montré qu'il existait un certain lien entre le C organique et les Nématodes et les Foraminifères, tout au moins si l'on considère certains groupes trophiques. Hessler et Jumars (1974) adhèrent à cette opinion. Cependant, récemment Dinet et Vivier (1977) sont amenés à nuancer ces conclusions. En macrobenthos, si Sokolova (1970, 1972) mit en évidence, dans le domaine abyssal, un certain lien entre teneur en matière organique et biomasse, la plupart des auteurs s'accordent à considérer que cette relation est loin d'être acquise. A la suite de Sanders et Hessler (1969), Rowe et Menzel (1971), Holme-Hansen (1971) et plus récemment Chardy (1975) ont considéré que la quantité de matière organique dans le sédiment ne constituerait pas un bon indicateur des ressources trophiques pour le benthos. Il est possible que les populations bactériennes auxquelles il faudrait ajouter dans les zones littorales le microphytobentbos, échelon intermédiaire entre matière organique et méiofaune, jouent un rôle important dans le transfert de l'énergie de l'écosystème benthique.

RÉFÉRENCES CITÉES

Blanc F., P. Chardy, A. Laurec et J. P. Reys, 1976. — Cboix des métriques qualitatives en analyse d'inertie. Implications en écologie marine benthique. *Mar. Biol.*, (35) 1 : 49-67.

Boniou J. Y. et P. Charny, 1973. — Analyse en composantes principales du cycle annuel d'un peuplement de Copépodes Harpacticoides des sables infralittoraux de Banyuls-sur-Mer. *Mar. Biol.*, 20 : 27-34.

De Bovée F. et J. Soyer, 1977 a. — Le méiobenthos des Iles Kerguelen. Données quantitatives. I. Le Golfe du Morbihan. *CNFRA*, 42 : 237-247.

De Bovée F. et J. Soyer, 1977 b. — Le méiobenthos des Iles Kerguelen. Données quantitatives. II. Le plateau continental. *CNFRA*, 42 : 249-257.

De Bovée F. et J. Soyer, 1977 c. — Le méiobenthos des Iles Kerguelen. Données quantitatives. III. Conclusions. *CNFRA*, 42 : 259-265.

Cassie R. M. et A. D. Michael, 1968. — Fauna and sediment of an intertidal mudflat : a multivariate analysis. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 2 : 1-23.

Charny P. et M. Glemarec, 1974. — Contribution au problème de l'étagement des communautés bentbiques du plateau continental nord-Gascogne. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 278 : 213-216.

Charny P., M. Glemarec et A. Laurec, 1975. — Application oI inertia methods to benthic marine ecology. Practical implications of the basic options. *Estuarine and coastal Marine Science*, sous presse.

Charny P., 1975. — Les isopodes Asellotes de la plaine abyssale atlantique. Exploitation mathématique des données. Thèse Doctorat d'État. Univ. P. et M. Curie, Paris, 230 p.

Source : MNHN, Paris

DELILLE D., 1977. — Contribution à l'étude du rôle des populations bactériennes dans les principaux cycles biologiques (C, N., S, P) établis en milieu sédimentaire subantarctique (Archipel de Kerguelen). Thèse Doctorat d'État, Lyon.

DINET A. et M. H. VIVIER, 1977. — Le méiobenthos abyssal du Golfe de Gascogne. I. Considérations sur les données quantitatives. *Cah. Biol. Mar.*, 18 : 85-97.

FENCHEL T. et R. J. RIEDL, 1970. — The sulfid system : a new biotic community underweath the oxided layer of marine sand bottoms. *Mar. Biol.*, 7 : 255-268.

HESSLER R. R. et P. A. JUMARS, 1974. — Abyssal community analysis from replicate boxcores in the Central Northb Pacific. *Deep Sea Res.*, 21 : 185-209.

HOLME-HANSEN O., 1971. — Determination of microbial biomass in the deep sea profiles. *In* : Fertility of the sea. J. D. Costlow Jr, Editor. Gordon and Breacb : 197-207.

HOTELLING M., 1933. — Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *J. Educ. Psychol.*, 24 : 417-441 et 498-520.

LALLIER S. et P. CLÉMENT. — Étude des différents faciès sédimentaires de la plateforme et du Golfe du Morbiban. A paraître.

LEBART L. et J. P. FÉNELON, 1975. — Statistique et informatique appliquées. Dunod, Paris, 426 p.

ROWE G. T., 1971. — Benthic biomass in the Pisco, Peru upwelling. *Invest. pesq.*, 35 (1) : 127-135.

ROWE G. T. et D. W. MENZEL, 1971. — Quantitative benthic samples from the deep Gulf of Mexico with some comments on tbe measurement of deep sea biomass. *Bull. Mar. Sci.*, 21 (2) : 556-566.

SANDERS H. L. et R. R. HESSLER, 1969. — Ecology of deep sea benthos. *Science* 163 : 1419-1424.

SOKOLOVA M. N., 1970. — Weight characteristics of meiobenthos from different parts of the deep-sea trophic regions of tbe Pacific Ocean. *Okeanologiya*, 10 : 348-355.

SOKOLOVA M. N., 1972. — Trophic structure of deep sea macrobentbos. *Mar. Biol.*, 16 (1) : 1-22.

TIETJEN J. M., 1971. — Ecology and distribution of deep sea meiobentbos of Northb Carolina. *Deep Sea Res.*, 18 : 941-957.

Source : MNHN, Paris

CONSOMMATION D'OXYGÈNE DE L'OURSIN *ABATUS CORDATUS* (VERRILL) ET ACTIVITÉ OXYDATIVE DE SON BIOTOPE AUX ÎLES KERGUELEN

PAR

Alain Guille * et Pierre Lasserre **.

RÉSUMÉ

L'oursin irrégulier *Abatus cordatus* est une espèce très commune de la zone intertidale des îles Kerguelen. Sa consommation d'oxygène ne représente cependant que 10 % de la consommation totale de son biotope et de ses microflore, micro- et macrofaunes associées. Les propriétés oxydatives de certains sédiments subantarctiques traduisent un turn-over métabolique au moins aussi élevé que celui de sédiments réputés très productifs des estrans de latitudes tempérées et tropicales. La consommation d'oxygène d'*Abatus cordatus* est constante pendant la durée de la mesure, quelle que soit la taille des individus. Comparé aux taux connus de consommation d'oxygène de différentes espèces d'oursins sous différentes latitudes, celui d'*Abatus cordatus*, de 19 $\mu l0_2/g^{-1}/h^{-1}$, confirme l'influence de la température sur le rythme respiratoire.

ABSTRACT

The irregular sea-urchin *Abatus cordatus* is a very common species in the intertidal zone of the Kerguelen islands. However its oxygen consumption represents only 10 % of the total consumption of the biotope and its associated microflora, micro- and macrofauna. The oxidative properties of some subantarctic sediments produce a metabolic turn-over at least as high as that of supposedly very productive sediments of the intertidal zoues of temperate and tropical latitudes. The oxygen consumption of *Abatus cordatus* is constant during the experimental periods for each specimen. Compared with known levels of oxygen consumption by different species of sea-urchins in different latitudes, that of *Abatus cordatus*, of 19 $\mu l0_2/g^{-1}/h^{-1}$, confirms the influence of temperature on the respiration rate.

La demande énergétique d'une espèce est traduite par sa consommation d'oxygène. Ce paramètre représente une sommation des dépenses oxydatives de maintenance, de croissance et d'activité. Ainsi des mesures de consommation d'oxygène, *in situ* ou au laboratoire, de sédiments de composition floristique connue, permettent d'avoir une idée de leur demande oxydative et, par là même, d'apprécier le flux d'énergie qui traverse l'écosystème. Les demandes oxydatives de différents types de sédiments peuvent être exprimées quantitativement. La comparaison des consommations d'oxygène propres aux espèces dominantes permet de juger du rôle de chacune d'entre elles, au plan quanti-

* Laboratoire de Biologie des Invertébrés marins, Muséum national d'Histoire naturelle, 55, rue de Buffon, 75005 Paris.

** Institut de Biologie marine, Université de Bordeaux I, 2, rue du Professeur Jolyet, 33120 Arcachon.

Source : MNHN, Paris

tatif, dans l'activité métabolique globale benthique. Enfin l'établissement des profils métaboliques spécifiques en fonction des facteurs du milieu (température, salinité, oxygène notamment) permet de définir des différences ou des similitudes dans les types d'adaptation d'espèces géographiquement distribuées sous des latitudes différentes (tempérées, tropicales, polaires).

Les résultats présentés ici ont été obtenus lors d'un séjour aux îles Kerguelen (secteur austral de l'océan Indien, 69°E-49°S) pendant les mois de février et mars 1977.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Abatus cordatus.

Abatus cordatus (Verrill) est un oursin irrégulier (Echinoidea, Spatangoidea, Schizasteridae), endémique des îles Kerguelen. La seule autre localisation connue, signalée par l'expédition Challenger, est l'île proche de Heard ; elle est mise en doute par tous les auteurs suivants. La répartition bathymétrique de l'oursin est comprise entre 0 et 470 m avec une densité maximale dans la zone littorale et plus particulièrement en bas de l'estran. Mortensen (1951) remarque qu'*Abatus cordatus* fait exception aux exigences sténohalines notées en règle générale chez les Echinodermes ; il supporte en effet des dessalures importantes dues notamment à l'abondance d'apports continentaux d'eau douce sur tous les rivages des îles Kerguelen, et peut vivre dans les sables intertidaux exondés à basse mer. Les sexes sont séparés mais non distincts morphologiquement sauf chez les adultes de grande taille ; le développement est direct, adaptation caractéristique de la faune des invertébrés marins antarctiques ; la fécondation et le développement ont lieu dans les pétales (zones ambulacraires) de la face supérieure de l'oursin femelle. Pawson (1969) souligne que le développement direct limite fortement la dispersion de l'espèce par l'absence de larves nageuses planctoniques, par la faible vitesse de locomotion des adultes pouvant toutefois être compensée par un transport sur de grandes distances, les animaux étant alors accrochés aux épaves dérivantes de grandes algues (*Macrocystis*, *Durvillea*).

Prélèvements.

Les exemplaires d'*Abatus cordatus* mis en expérience (tabl. 1) proviennent de l'anse du Halage, près de Port Jeanne d'Arc, au fond de la partie sud-ouest du golfe du Morbihan, zone du golfe fermée par de nombreuses îles et creusée de fjords profonds (Guille et Soyer, 1976). Les oursins ont été récoltés à la main ou à la bêche à la limite des basses mers de vive eau (— 2 m par rapport au niveau des hautes mers de vive eau), dans un sable moyen, assez bien classé (médiane 425 μ). L'observation directe du biotope et le tri du sédiment ont révélé l'absence quasi-complète de toute macrofaune à l'exception d'*Abatus cordatus*, dont la densité est estimée approximativement à une dizaine d'exemplaires par mètre carré, et de quelques Annélides Polychètes Spionidae et Arenicolidae. En revanche, la méiofaune, en cours d'identification, est d'une exceptionnelle richesse (Nématodes, Oligochètes, copépodes Harpacticoïdes notamment).

Les prélèvements (animaux et sédiments) ont été transportés dans un délai d'une heure (hélicoptère) au laboratoire de la base (« Biomar », Port-aux-Français) et placés en eau de mer courante à une température voisine de 7° C.

Respirométrie.

Les consommations d'oxygène sont mesurées en utilisant soit de grandes enceintes plastique, soit des fioles en verre de volumes connus. Les enceintes, cylindriques, ont été fabriquées en plastique PVC de 1 cm d'épaisseur ; elles ont un diamètre intérieur de 10 cm, couvrant donc une surface approximative de 80 cm^2 ; elles sont enfoncées de 2 cm dans le sédiment (fig. 1) et représentent un volume de 640 ml. Les fioles, en verre pyrex, sont sphériques, de 3 cm de diamètre et d'un volume de 14 ml.

Source : MNHN, Paris

La mesure de consommation d'oxygène est effectuée en continu à l'aide de sondes du type Clark « DBO » (matériel « Orbisphère », Suisse) ; celles-ci sont fixées directement et de manière étanche sur les chambres respiratoires. Le signal amplifié des sondes est enregistré en même temps que la température ambiante des chambres (enregistreur multipiste à pointe « Ponselle » France) (fig. 1). Ces sondes possèdent un système d'agitation incorporé permettant de renouveler l'eau autour de l'électrode sans perturber le sédiment sous-jacent. Toutes les mesures ont été effectuées à une température de 7°C ± 0,5.

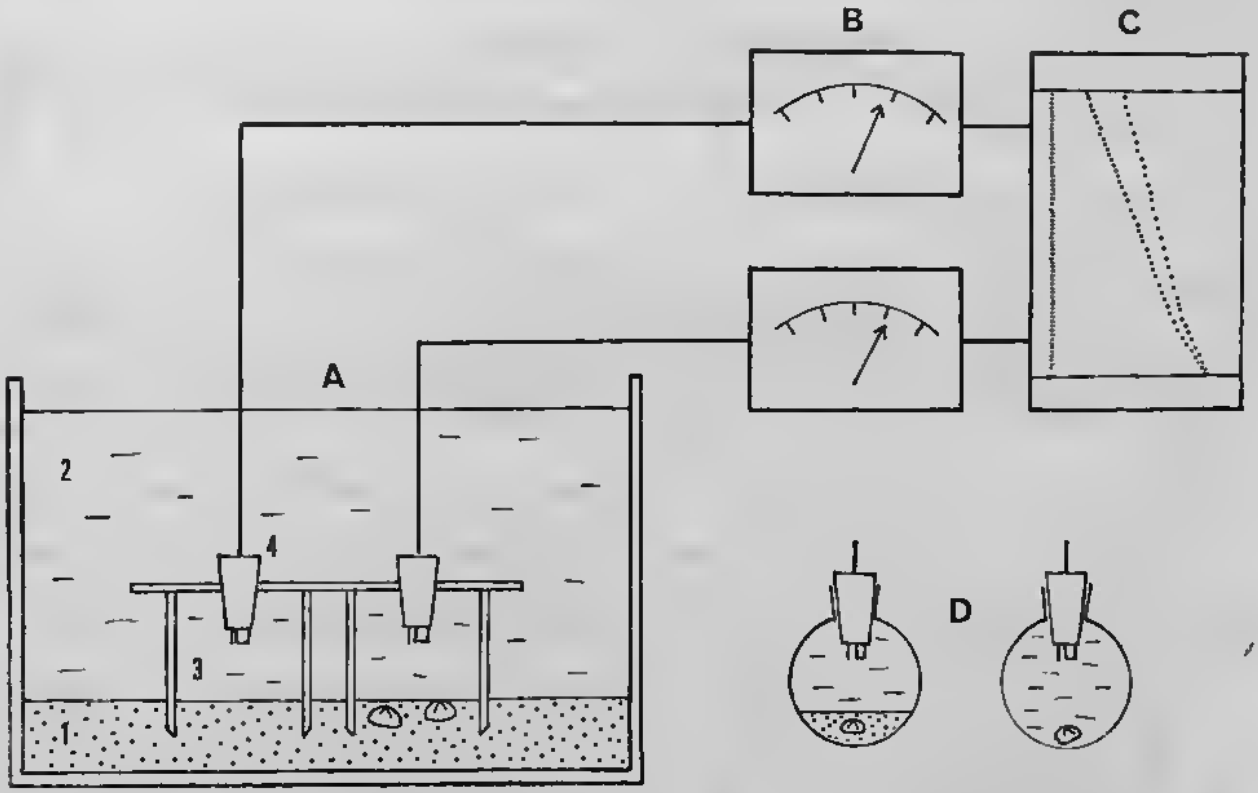


FIG. 1. — Schéma de montage de l'ensemble expérimental de respirométrie. A : en aquarium, sédiments (1), eau de mer (2), enceintes respiratoires (3), sondes de Clark (4) ; B : oxymètres ; C : enregistrement graphique (tensions d'oxygène + température) ; D : fioles cylindriques en verre.

Trois types de mesures de consommation d'oxygène ont été réalisés : 1) sédiment seul ; 2) sédiment + un ou plusieurs oursins (la numérotation des exemplaires mis en expérience correspond à celle du tableau 1) ; 3) un ou plusieurs oursins en pleine eau, sans sédiment.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

1. — *Taux de consommation d'oxygène d'*Abatus cordatus.

Les courbes de la figure 2 sont établies en tension d'oxygène et exprimées en pourcentages de la saturation en oxygène au début de l'expérience. L'échelle des abscisses marque la durée des expériences, généralement comprise entre 1 et 5 heures. Les tableaux 2 et 3 complètent et quantifient les données de la figure 2. Ces résultats appellent plusieurs remarques :

Source : MNHN, Paris

1) Aucune variation rythmique de la consommation d'oxygène, quelle que soit la durée de la mesure, n'est observée. L'inflexion des courbes (b), après 40 à 60 minutes, correspond à une diminution de la consommation d'oxygène coïncidant très vraisemblablement avec une adaptation métabolique de l'oursin après une phase transitoire plus rapide. Les modalités de cette adaptation restent à préciser mais on peut penser que la première phase correspond au stress de la manipulation et à une période d'acclimatation caractérisée notamment par l'enfouissement des oursins dans le sable ; on peut remarquer à ce sujet que la consommation d'oxygène (a) d'oursins en pleine eau reste pratiquement inchangée.

2) Les taux de consommation d'oxygène d'*Abatus cordatus* dans son sédiment sont inférieurs de 23 à près de 30 % (moyenne 25,6 %) à ceux mesurés en pleine eau. Cette différence correspond évidemment à une augmentation de la respiration de l'oursin en pleine eau, c'est-à-dire dans des conditions non écologiques.

2. — *Importance énergétique d'*Abatus cordatus *et turn-over métabolique global du biotope.*

Les consommations d'oxygène mesurées avec le dispositif représenté sur la figure 1A correspondent à des surfaces de 80 cm^2 soit, approximativement, le 1/125 du m^2. Les valeurs de consommation d'oxygène sont extrapolées en $mlO_2.m^{-2}.h^{-1}$. Nous avons vérifié que la consommation d'oxygène propre de la colonne d'eau sus-jacente au sédiment est toujours négligeable dans le cadre de nos expériences ; elle représente 1 à 3 % de la consommation d'oxygène totale. La demande oxydative non biologique, estimée en fin d'expérience par une injection de formol, ne dépasse pas 4 à 8 % de la demande globale.

La présence d'oursins dans le sédiment n'entraîne une augmentation de la respiration totale du biotope que de 9 à 13 %, soit 11.3 mlO_2 et 7.5 mlO_2 (tabl. 3 et fig. 2, exp. n° 1 + 2 + 3 et 4 + 5). La consommation d'oxygène du sédiment *sans oursin* représente 86.9 à 90.6 % de l'activité oxydative globale (74.7 et 72.4 $mlO_2.m^{-2}.h^{-1}$). La macrofaune, figurée dans nos expériences pour l'oursin *Abatus cordatus*, correspond en fait à une composante énergétiquement peu importante sur le plan du turn-over métabolique global du biotope.

Un tel résultat a été démontré également pour des habitats marins de latitudes tempérées et tropicales (Smith, 1973 ; Smith *et al.*, 1972 ; Lasserre, 1976 ; Lasserre *et al.*, 1976). Les demandes oxydatives du sédiment de Kerguelen étudié avoisinent les taux mesurés dans des sédiments eutrophes très riches en bactéries et en méiofaune d'écosystèmes estuariens tempérés et tropicaux (Pamatmat, 1968 ; Nixon et Oviatt, 1973 ; Lasserre *et al.*, 1976). Lasserre *et al.* (1976) ont noté des consommations d'oxygène de 70.6 à 97.9 $mlO_2.m^{-2}.h^{-1}$ pour des sédiments de la zone intertidale abritée du Bassin d'Arcachon.

On peut raisonnablement conclure que les propriétés oxydatives de certains sédiments subantarctiques traduisent un turn-over métabolique au moins aussi élevé que celui de sédiments réputés très productifs des rivages de latitudes tempérées et tropicales.

Tout se passe comme si un processus trop rapide de dégradation bactérienne des matières organiques particulaires (détritus végétaux) fournissait un matériel nutritif abondant et suffisamment dégradé directement assimilable par le méiobenthos extrêmement abondant, il faut le souligner, dans ce type de sédiment. Le développement de luxuriantes communautés méiofauniques pourrait conduire à une prédominance métabolique du meiobenthos, entraînant une impasse énergétique assortie, éventuellement, d'une compétition avec d'autres éléments de la chaîne alimentaire, notamment de la macrofaune, comme cela a été démontré par ailleurs (Lasserre *et al.*, 1976 ; Lasserre, 1977).

3. — *Comparaison des taux de consommation d'oxygène de diverses espèces d'Échinides sous différentes latitudes* (fig. 3).

Nous avons regroupé l'ensemble des mesures de consommation d'oxygène effectuées sur 21 espèces d'oursins réguliers et irréguliers de diverses aires marines, dans des conditions thermiques variant de — 1,8°C à + 30°C. Ces consommations d'oxygène sont calculées ou réajustées en $\mu lO_2.g^{-1}.h^{-1}$ (poids

Source : MNHN, Paris

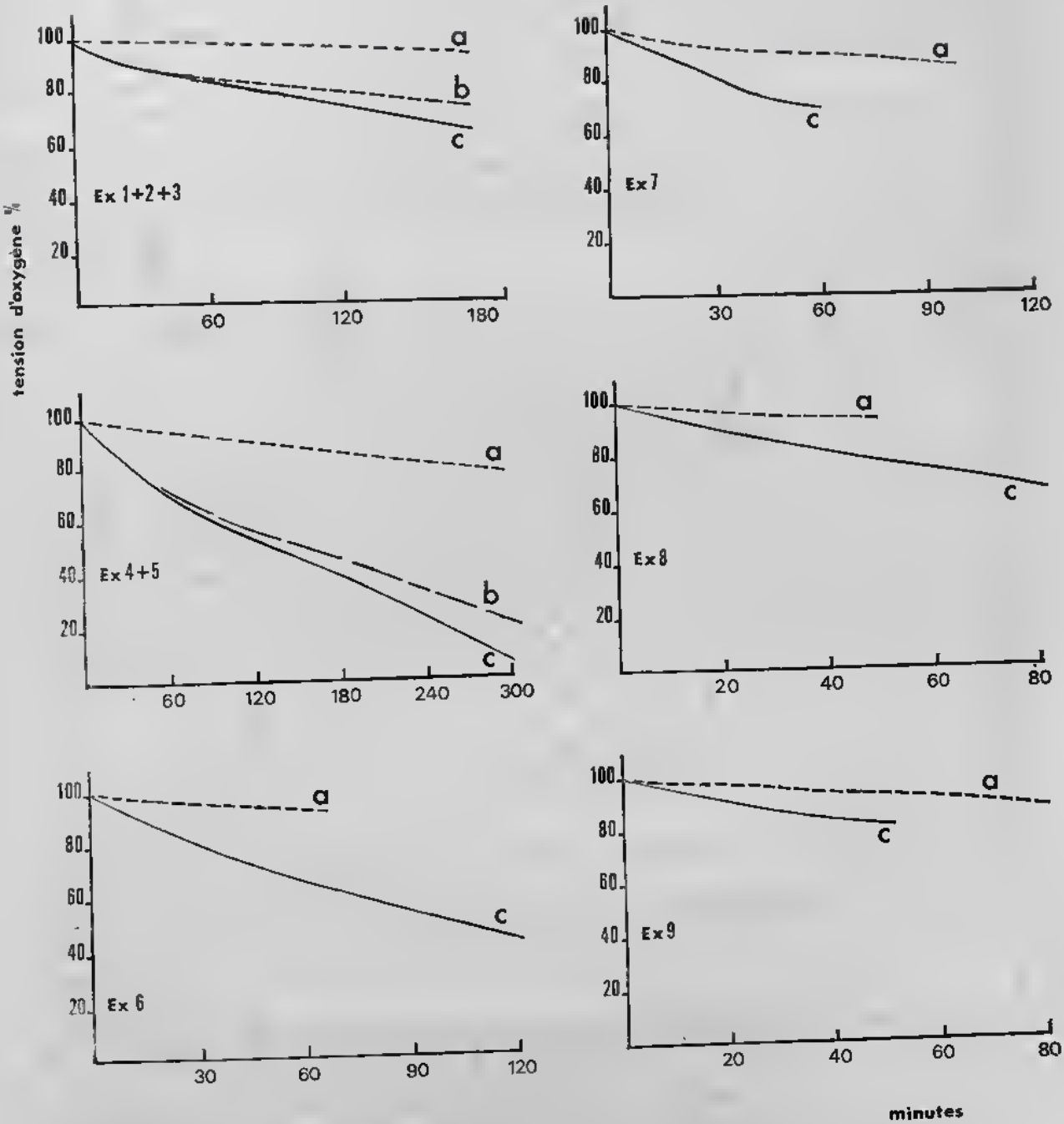


FIG. 2. — Consommations horaires d'oxygène d'*Abatus cordatus* en pleine eau (a), dans son sédiment (b) ; activité oxydative du sédiment sans oursins (c) (pour la numérotation des exemplaires mis en expérience cf. tabl. 1).

Source : MNHN, Paris

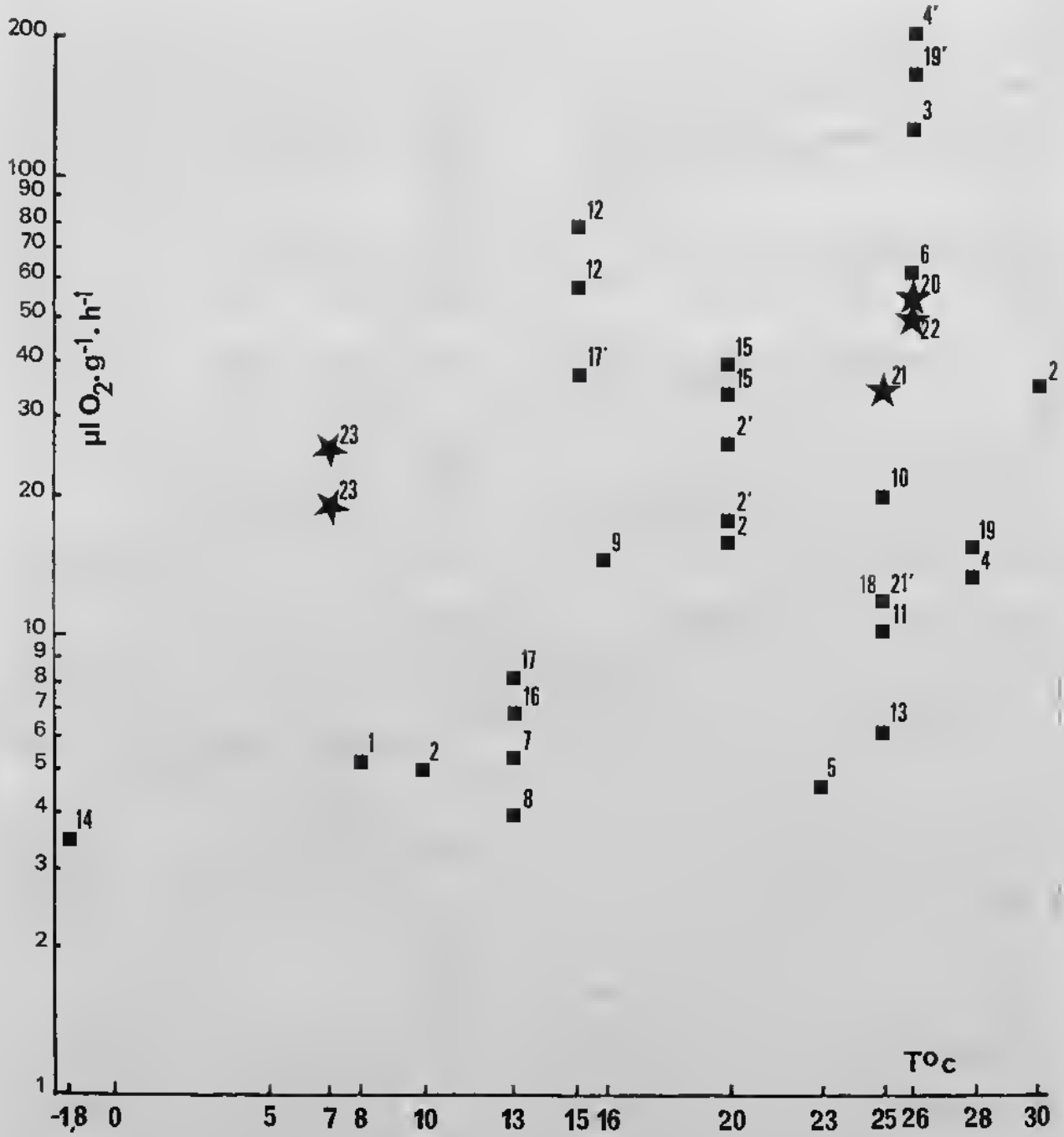


FIG. 3. — Comparaison des taux de consommation d'oxygène de différentes espèces d'oursins et température des mesures. carré : oursins réguliers, étoiles : oursins irréguliers ; origines des mesures : cf. références bibliographiques, numérotations des espèces jointes.

1. *Allocentrus fragilis.* — 2. *Arbacia punctulata.* — 3. *Diadema antillarum.* — 4. *Echinometra lucunter.* — 5. *Echinometra mathei.* — 6. *Eucidaris tribuloides.* — 7. *Evechinus chloroticus.* — 8. *Goniocidaris umbraculum.* — 9. *Lytechinus anamesus.* — 10. *Paracentrotus lividus.* — 11. *Psammechinus microtuberculatus.* — 12. *Psammechinus miliaris.* — 13. *Sphaerechinus granularis.* — 14. *Sterechinus neumayeri.* — 15. *Strongylocentrotus dröbrachiensis.* — 16. *Strongylocentrotus franciscanus.* — 17. *Strangylocentrotus purpuratus.* — 18. *Stylocidaris affinis.* — 19. *Tripneustes esculentus.* — 20. *Brissus unicolor.* — 21. *Echinocardium cordatum.* — 22. *Mellita sexiesperforata.* — 23. *Abatus cordatus.*

Source : MNHN, Paris

humide). Certaines réserves doivent être émises sur une telle comparaison ; elle rassemble des données étalées sur plus d'une soixantaine d'années et donc obtenues dans des conditions techniques très différentes ; la conversion des données, exprimées également en unités très diverses, présente également de nombreuses difficultés illustrées par le fait que les mesures de Montuori (1913) concernant *Echinocardium cordatum* à Naples, suivant qu'elles sont converties par Farmanfarmaian (1966) ou Bynion (1972) varient de plus du simple au double.

Deux résultats concernent des oursins de région polaire : *Sterechinus neumayeri*, oursin régulier antarctique, de McMurdo, étudié par Belman et Giese (1974) et *Abatus cordatus* faisant l'objet du présent travail. Les autres espèces ont des répartitions tempérées et tropicales, et parmi celles-ci les consommations d'oxygène de seulement trois autres oursins irréguliers, outre *Abatus cordatus*, ont été déterminées : *Brissus unicolor* (n° 20) et *Mellita sexiesperforata* (n° 22) aux Bardades, *Echinocardium cordatum* (n° 21) à Naples. Les données obtenues pour ces oursins irréguliers sont comprises entre 20 et 60 $\mu lO_2.g^{-1}.h^{-1}$.

La disparité des taux de consommation d'oxygène des dix-sept autres espèces, oursins réguliers, n'est qu'apparente. L'amplitude des variations a approximativement un rapport de 1 à 10, spectre acceptable de données si l'on tient compte des réserves déjà émises concernant les méthologies employées et également si l'on prend en considération la diversité des influences des facteurs de milieu et des caractéristiques biologiques de l'espèce au moment de la mesure.

Les résultats présentés ici concernant l'activité respiratoire d'*Abatus cordatus* sont à l'évidence préliminaires. Ils doivent être développés dans plusieurs directions. Une étude tenant compte de la relation de type allométrique liant le métabolisme au poids de l'organisme ($M = a\ P^b$) s'impose. Nous n'avons pas cru retenir dans ce domaine les données déjà obtenues sur un trop petit nombre d'exemplaires. D'une manière plus générale, les modifications du profil métabolique de cet oursin doivent être précisées en fonction de l'âge, de la taille, du cycle biologique et des variations physico-chimiques de l'environnement. Cette étude, étendue au plus grand nombre possible d'espèces « leaders » du macrobenthos et aux différents niveaux dimensionnels et trophiques de l'écosystème benthique, permettra de dégager et de comprendre les adaptations écophysiologiques à la vie marine subantarctique et antarctique.

RÉFÉRENCES CITÉES

Belman B. W. & A. C. Giese, 1974. — Oxygen consumption of an Asteroid and an Echinoid from the Antarctic. *Biol. Bull*, 146 : 157-164. (sp. **14**).

Boolootian R. A. & M. H. Cantor, 1965. — A preliminary report on respiration, nutrition and behaviour of *Arbacia punctulata*. *Life Sci.*, 4 : 1567-1571. (sp. **2**).

Bynion J., (1972). — Physiology of Echinoderms. Pergamon press. édit., **49** : 264 p. (sp. **10, 11, 12, 13, 18, 21**).

Farmanfarmaian A., 1966. — The respiratory physiology of echinoderms. *In* Physiology of Echinodermata. Ed. R. A. Boolotian. J. Wiley, New York, p. 245-265. (sp. **2'**, **15, 17'**, **21'**).

Guille A. & J. Soyer, 1976. — Prospections bionomiques du plateau continental des îles Kerguelen. Golfe du Morbihan et Golfe des Baleiniers. *C.N.F.R.A.*, **39** : 49-82, 2 cartes.

Koller G. & H. Meyer, 1933. — Versuche über die Atmung der Echinodermen. *Biol. Zbl.*, **53** : 655-661. (sp. **12**).

Lasserre P., 1976. — Metabolic activities of benthic meiofauna. Recent advances and review of suitable metbods of analysis. *In* : « *The Benthic Boundary Layer* » (I. N. McCave, ed.) : 95-142. Plenum Press, New York.

Lasserre P., 1977. — Aspects de l'adaptation et des interactions compétitives en milieu lagunaire. Recherches écophysiologiques sur la méiofaune et les poissons mugilidés. Thèse doctorat es-Sciences Naturelles. Université de Bordeaux I, 404 p.

Source : MNHN, Paris

Lasserre P., J. Renaud-Mornant & J. Castel, 1976. — Metabolic activities of meiofaunal communities in a semi-enclosed lagoon. Possibilities of trophic competition between meiofauna and mugilid fish. *10 th European Sympos. Marine Biology Ostend, Belgium, Sept. 17-23, 1975, vol. 2* : 393-414.

Lewis J. B., 1968. — Comparative respiration of tropical Echinoids. *Comp. Biochem. Physiol.*, **24** : 649-652. (sp. **3, 4', 6, 19', 20, 22**).

Montuori A., 1913. — Les processus oxydatifs chez les animaux marins en rapport avec la loi de superficie. *Archs. ital. Biol.*, **59** : 213-234.

Mortensen T., 1951. — A monograph of the Echinoidea. V (2). Spatangoida. Copenhagen, C. A. Reitzel édit. 593 p., 286 figs., 64 pls.

Nixon S. W. & C. A. Oviatt, 1973. — Ecology of a New England Salt marsh. *Ecol. Monogr.*, **43** : 463-498.

Pamatmat M. M., 1968. — Ecology and metabolism of a benthic community on an intertidal sandflat, *Int. Rev. ges. Hydrobiol.*, **53** : 211-298.

Pawson D. L., 1969. — Echinoidea. *Antarctic Map Folio series. Americal Geog. Soc., folio 11* : 38-41, pl. 23.

Smith K. L., 1973. — Respiration of a sublittoral community. *Ecology*, **54** : 1064-1075.

Smith K. L., K. A. Burns & J. L. Teal, 1972. — *In situ* respiration of benthic communities in Castle Harbor, Bermuda. *Marine Biol.*, **12** : 196-199.

Webster S. K., 1975. — Oxygen consumption in Echinoderms from several geographical locations, with particular references to the Echinoidea. *Biol. Bull.*, **148** : 157-164. (sp. **1, 4, 5, 7, 8, 9, 16, 17, 19**).

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 1. — Tailles et poids des exemplaires d'*Abatus cordatus* mis en expériences.

Ex. n°	longueur mm	largeur mm	poids humide alcoolisé en g	poids sec calcifié en g	poids sec décalcifié en g
1	35	32	8,067	2,528	0,258
2	27	25	3,950	1,277	0,193
3	22	20	1,979	0,670	0,186
4	13	11	0,296	0,155	0,016
5	12	10	0,228	0,139	0,014
6	17	15	0,732	0,305	0,085
7	15	14	0,560	0,330	0,035
8	10	8	0,113	0,057	0,011
9	11	9	0,230	0,104	0,018

TABLEAU 2. — Taux de consommation d'oxygène ($\mu lO_2 g^{-1} h^{-1}$) comparés d'*Abatus cordatus* dans l'eau de mer et dans le sédiment.

Exempl. n°	1 + 2 + 3	4 + 5	6	7	8	9	Moyennes
en pleine eau	15,1	22,8	25,7	27,9	36,2	23,8	25,3 ± 6,9
dans le sédiment	10,6	17,1	18,5	21,1	27,7	18,3	18,9 ± 5,6
différence %	29,8	25,0	28,0	24,3	23,4	23,1	25,6

TABLEAU 3. — Taux de consommation d'oxygène ($ml O_2 m^{-2} h^{-1}$) comparés d'*Abatus cordatus* et de son sédiment.

Exempl. n°	1 + 2 + 3	4 + 5	6	7	8	9
sédiment seul	74,7	72,4				
sédiment + oursins	86,0	79,9	78,8	80,2	70,2	77,7
différence (%)	13,1	9,4				

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

ÉCOLOGIE, BIOGÉOGRAPHIE ET CARACTÈRES BIOLOGIQUES DES PÉLÉCYPODES MACROBENTHIQUES DU PLATEAU DES ÎLES KERGUELEN (SUD OCÉAN INDIEN)

PAR

P. M. ARNAUD *

RÉSUMÉ

Étude des macropélécypodes (atteignant ou dépassant 10 mm), récoltés au cours des recents programmes de recherches sur la faune benthique du plateau continental des îles Kerguelen. Plus de 5 000 spécimens (sans compter les Mytilidae) sont rapportés à 14 espèces, dont une nouvelle pour les îles Kerguelen et deux changées de nom. Les diversités générique et spécifique sont faibles dans chaque famille. Les espèces sont généralement distribuées en « mosaïques » et par communautés monospécifiques. Quatre groupes éthologiques sont définis en fonction du substrat, des relations avec ce substrat et des particularités trophiques.

Les répartitions bathymétriques et les densités sont précisées, et il est montré que toutes les particularités de cette faune de pélécypodes sont en accord avec les caractéristiques géographiques, géologiques et hydrologiques de l'aire concernée.

ABSTRACT

Study of the macropelecypods (reaching up to 10 mm in length) collected during recent extensive surveys of the benthic fauna of the shelf of Kerguelen Is. More than 5 000 specimens (excluding Mytilidae, too numerous) are refered to 14 species, including one recorded as new and two placed under new names. The generic and specific diversity are very low in each family. These species are commonly distributed in " mosaics " and as monospecific communities. They are refered here to four ethological groups according to substrate, relations to it, and trophic ethology.

Bathymetric ranges and densities are indicated, and it is shown that all the peculiarities of this pelecypod fauna are in good accordance with the geographic, geological, and hydrological characteristics of the area.

Des recherches intensives sur les invertébrés benthiques des îles Kerguelen ont été effectuées au cours de ces dernières années, procurant notamment un remarquable matériel malacologique.

* Station marine d'Endoume, 13007 Marseille.

Source : MNHN, Paris

Ce matériel donne pour la première fois la possibilité d'aborder de façon précise divers problèmes tels que la répartition horizontale et verticale des espèces sur l'ensemble du plateau péri-insulaire, la diversité, les variations quantitatives, les particularités écologiques et biologiques, etc.

La présente étude concernant les Pélécypodes macrobentiques est basée principalement sur le matériel des missions suivantes : J. C. Hureau (1964 et 1966), P. M. Arnaud (1970), deux campagnes de la vedette océanographique *La Japonaise* (1972 et 1974) et campagnes MD.03 et MD.04 du M/S *Marion-Dufresne* (1974 et 1976). De plus, certaines interprétations biogéographiques s'appuient sur les prélèvements inédits des campagnes récentes aux îles Crozet et Marion/Prince Edward (campagnes MD.03, 1974 et MD.08, 1976 du *Marion-Dufresne*). L'étude systématique et le détail des données et résultats seront publiés ultérieurement.

COMPOSITION FAUNISTIQUE

Aux îles Kerguelen, 14 espèces de Pélécypodes atteignent ou dépassent 10 mm. Ces 14 espèces sont abondamment représentées (près de 5 000 spécimens, sans compter les Mytilidae) dans le matériel disponible, soit sous forme d'adultes, soit sous forme de jeunes de toutes dimensions, y compris les dimensions inférieures à 10 mm (identification grâce à la reconstitution de séries continues de stades de croissance). Les espèces moyennes et petites, environ deux à trois fois plus nombreuses, sont en cours d'étude ; plusieurs de leurs caractères généraux sont cependant dégagés dès maintenant, ce qui permettra de compléter ici les remarques portant sur les 14 espèces de macro-Pélécypodes.

Ces dernières sont les suivantes :

Nuculanidae : *Yoldia isonota* Martens, 1881
Y. (Aequioyldia) eightsi (Couthouy, 1839) = *Y. subaequilateralis* Smith, 1885
Propeleda longicaudata (Thiele, 1912)
Malletiidae : *Malletia gigantea* (Smith, 1875)
Limopsidae : *Limopsis marionensis* Smith, 1885
Mytilidae : *Mytilus edulis desolationis* Lamy, 1936
Aulacomya ater (Molina, 1782)
Limidae : *Limatulo* cf. *pygmaea* (Philippi, 1845).
Cyamiidae : *Gaimardia trapesina* Lamarck, 1819
Carditidae : *Cyclocardia astartoides* (Martens, 1878)
Hiatellidae : *Hiatella antarctica* (Philippi, 1845)
Laternulidae : *Laternula elliptica* King & Broderip, 1831
Astartidae : *Astarte longirostris* Orbigny, 1846
Thraciidae : *Thracia meridionalis* Smith, 1885.

L'une de ces espèces, *Propeleda longicaudata*, est nouvelle pour les îles Kerguelen et deux autres, *Yoldia eightsi* et *Limopsis marionensis*, y étaient connues sous d'autres noms, mis ici en synonymie. Enfin, Stuardo (1968) a conclu que *Limatula pygmaea* Auct. des îles Kerguelen n'était pas *L. pygmaea* (Phil., 1845), mais son travail étant resté inédit, le nouveau nom qu'il a donné ne peut être utilisé ici.

On remarque la faible diversité au niveau familial et générique (généralement une seule espèce par genre et un seul genre par famille). On note aussi l'absence de nombreuses familles pourtant abondamment représentées en région magellanique, province biogéographique par ailleurs assez analogue à celle des Kerguelen : Veneridae, Lucinidae, Tellinidae, Mactridae, Solenidae, etc. Notons aussi l'absence de grands Pectinidae, les seuls représentants de cette famille à Kerguelen étant de petites dimensions. De même manquent les familles à espèces fixées par une valve (Ostreidae, Spondylidae, Anomiidae...). Dès maintenant on peut aussi mentionner la faible diversité de la faune totale de Pélécypodes des îles Kerguelen avec quelques 50 espèces, ce qui est malgré tout nettement supérieur aux 20 espèces de Pélécypodes de Terre Adélie, en Antarctique de l'Est (Arnaud, 1974).

Source : MNHN, Paris

GROUPES ÉCOLOGIQUES ET ÉTHOLOGIQUES

Sur le plan écologique, les Pélécypodes des îles Kerguelen se caractérisent par un assez grand éclectisme dans le choix des substrats et par un large spectre de répartition bathymétrique (Tableau 1). Ceci entraîne fréquemment des distributions en mosaïque et une tendance à ne pas se limiter à un étage, qu'il s'agisse du médiolittoral, de l'infralittoral supérieur ou inférieur, du circalittoral ou du bathyal.

Les densités (nombre d'individus par m^2) peuvent être très élevées en liaison avec la faible diversité spécifique (certains milieux ne comportent qu'une seule espèce de Pélécypode). Les maxima observés sont réunis dans le tableau 1.

On peut néanmoins classer les 14 espèces étudiées en 4 groupes selon leurs relations privilégiées avec le substrat (endofaune, épifaune), selon la nature du substrat (substrat meuble, substrat dur ou plus souvent substrats consolidés), selon que les espèces sont fixées (sessiles) ou libres (sédentaires) et selon leur éthologie alimentaire dominante (mangeurs de film ou deposit-feeders ; mangeurs de particules en suspension ou suspension-feeders).

Groupe 1. Endofaune de substrats meubles sédentaire et deposit-feeder.

Trois espèces de Pélécypodes sont référables à ce groupe : *Yoldia isonota*, *Malletia gigantea* et *Propeleda longicaudata*. Toutes 3 sont des espèces vasicoles. Les deux premières sont particulièrement abondantes dans les vases réduites (vases noires à odeur de SH2) et soumises à la dessalure des fjords du pourtour des îles Kerguelen (fig. 1) ; elles sont beucoup plus rares en mer ouverte, sur le plateau péri-insulaire (fig. 2), mais peuvent y vivre jusqu'à 925 m de profondeur. Quant à *P. longicaudata*, c'est une vasicole profonde, rare aux abords de l'archipel mais qui a été observée vivante jusqu'à 1 218 m de profondeur.

Groupe 2. Endofaune de substrats meubles, sédentaire et suspension-feeder.

C'est le groupe le plus important, avec 6 espèces sur 14. *Yoldia eightsi* et *Cyclocardia astartoides* sont des espèces de sables grossiers comportant une certaine fraction détritique ou organogène (galets, graviers, coquilles, spicules d'Éponges) ; on ne les trouve pratiquement qu'en mer ouverte ou semi-ouverte (fig. 1 et 3). Elles manquent dans les fjords et la seule baie où elles ont été observées est la baie du Morbihan (fig. 1) dans sa portion orientale (la plus exposée à l'hydro-dynamisme). Compte tenu du fait que ce type d'habitat semble peu favorable à un régime deposit-feeder, il est probable que *Y. eightsi* (comme d'autres Protobranches), a en fait un régime mixte suspension/deposit-feeder, à dominante suspension-feeder.

Laternula elliptica vit dans les sables fins peu vaseux surtout lorsqu'ils sont exposés à une certaine dessalure. Sa répartition en baie du Morbihan est voisine de celle des 2 précédentes espèces (fig. 4), mais on trouve quelques individus dans les baies du Sud de l'archipel et dans la baie de Rhodes au Nord de Kerguelen (fig. 5). En dehors de l'archipel, on ne la trouve qu'à profondeur relativement faible (maximum observé : 145 m) et dans la partie orientale de la plateforme péri-insulaire. Ceci semble lié à la fois à ses exigences quant au substrat et à son affinité pour les eaux exposées à la dessalure.

Thracia meridionalis a une écologie et une répartition analogues mais est rarement observée vivante (une seule fois en baie du Morbihan, par exemple) : peut-être est-ce une espèce vivant plus profondément dans le sédiment ?

Astarte longirostris et *Limopsis marionensis* enfin sont des vasicoles profondes ; absentes de la baie du Morbihan, elles ont été récoltées, vivantes, sur l'ensemble de la plateforme péri-insulaire et jusqu'à 1 200 m de profondeur.

Source : MNHN, Paris

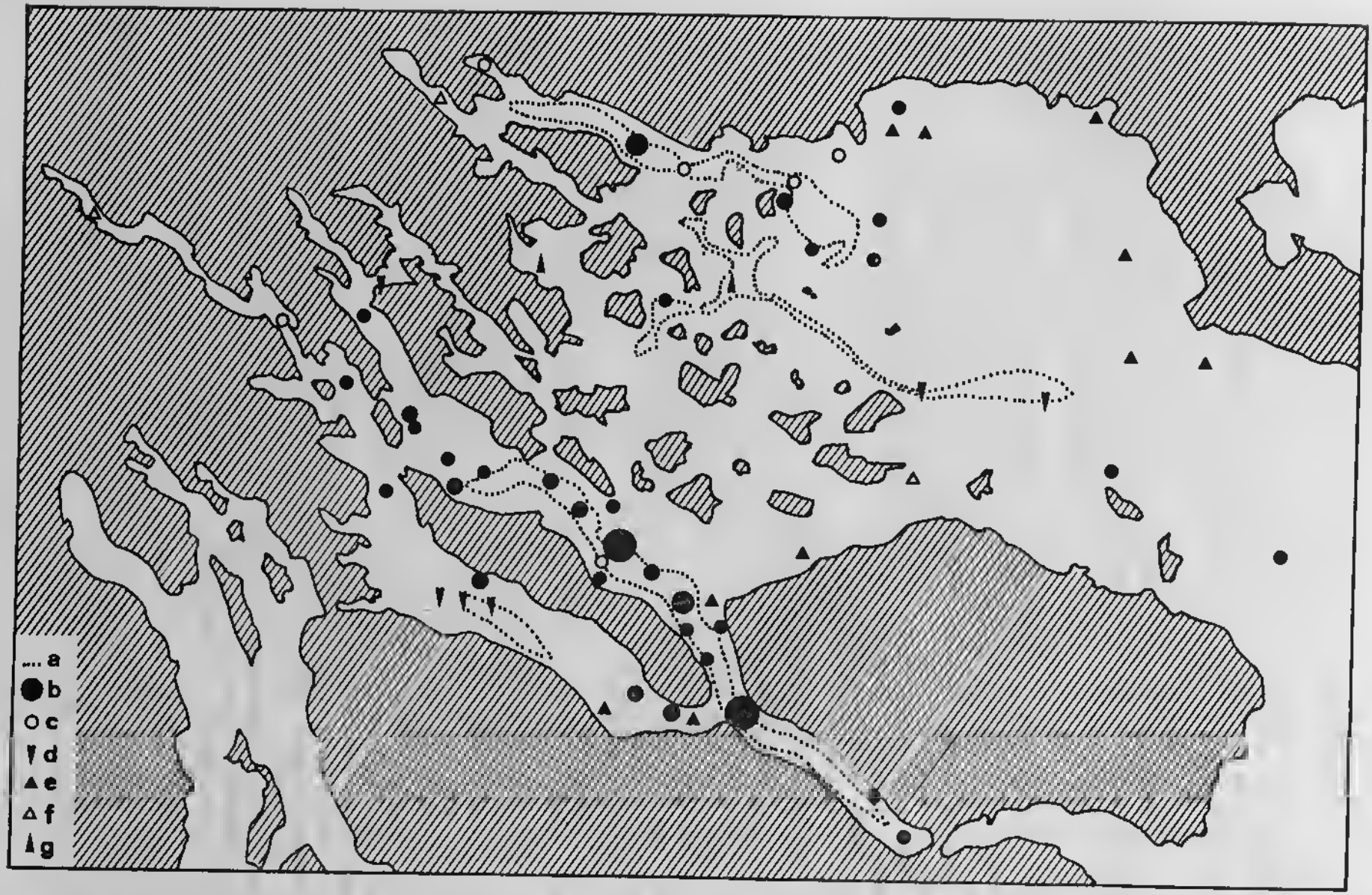


Fig. 1. — Distribution, en baie du Morbihan (îles Kerguelen), de *Yoldia isonota* (*a* : isobathe 100 m ; *b* : benne, le diamètre du cercle étant proportionnel au nombre d'individus, selon l'échelle suivante : 1-5, 6-10, 11-25 et 26-100 individus ; *c* : drague ou chalut ; *d* : coquilles seulement) et *Y. eightsi* (*e* : benne ; *f* : drague ou chalut ; *g* : coquilles seulement).

Source : MNHN, Paris

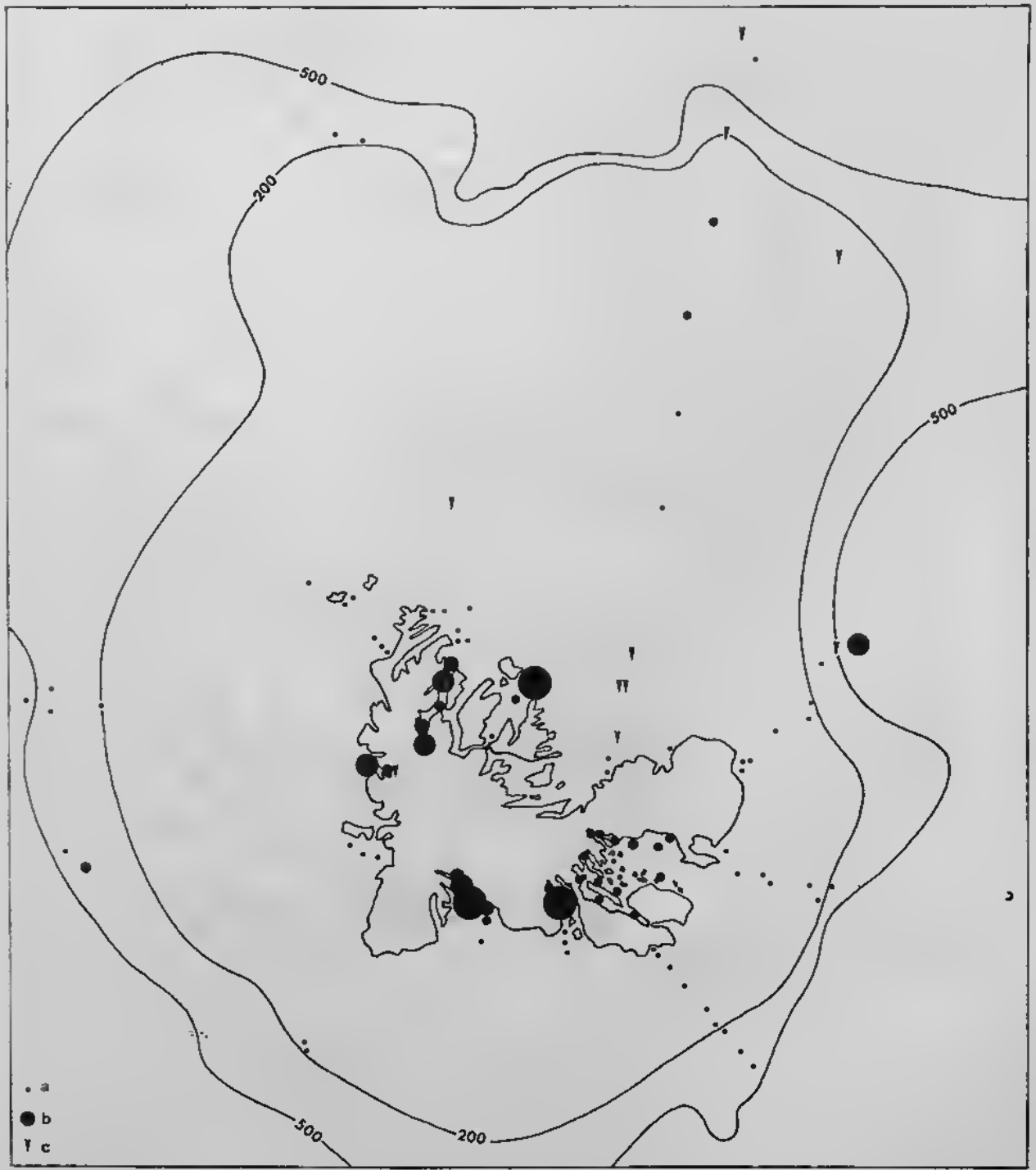


FIG. 2. — Distribution de *Malletia gigantea* sur le plateau des îles Kerguelen. *a* : station où l'espèce n'a pas été observée ; *b* : station positive, le diamètre du cercle étant proportionnel au nombre *total* d'individus récoltés par les divers engins (bennes, drague, chalut...), selon une échelle à 5 degrés : 1-5, 6-10, 11-25, 26-100 et > 100 individus (ce figuré n'illustre donc que les valeurs quantitatives absolues et ne doit pas faire l'objet d'interprétations abusives) ; *c* : coquilles seulement.

Source : MNHN, Paris

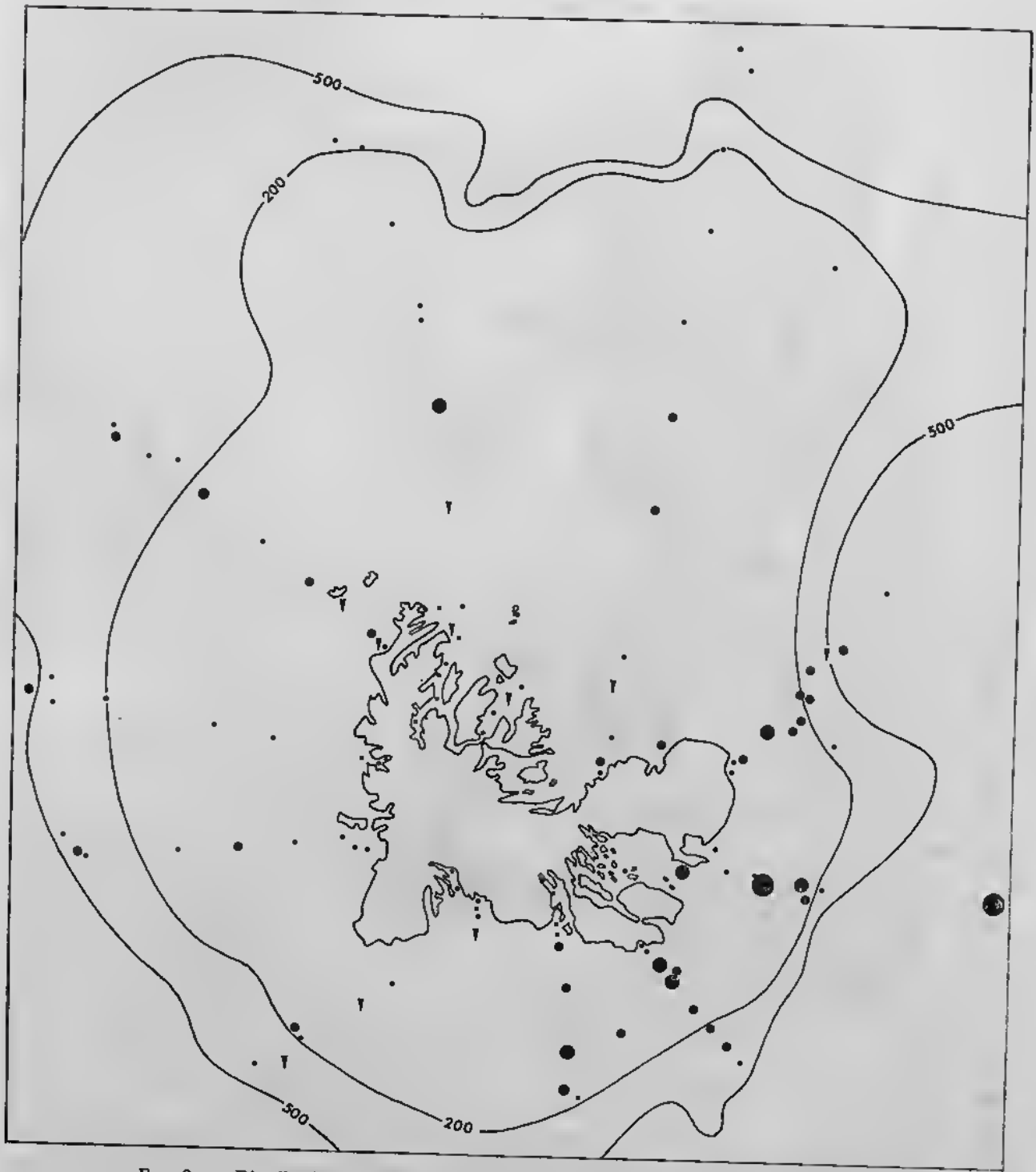


FIG. 3. — Distribution de *Cyclocardia astartoides* sur le plateau des îles Kerguelen. Mêmes symboles que pour la fig. 2.

Source : MNHN, Paris

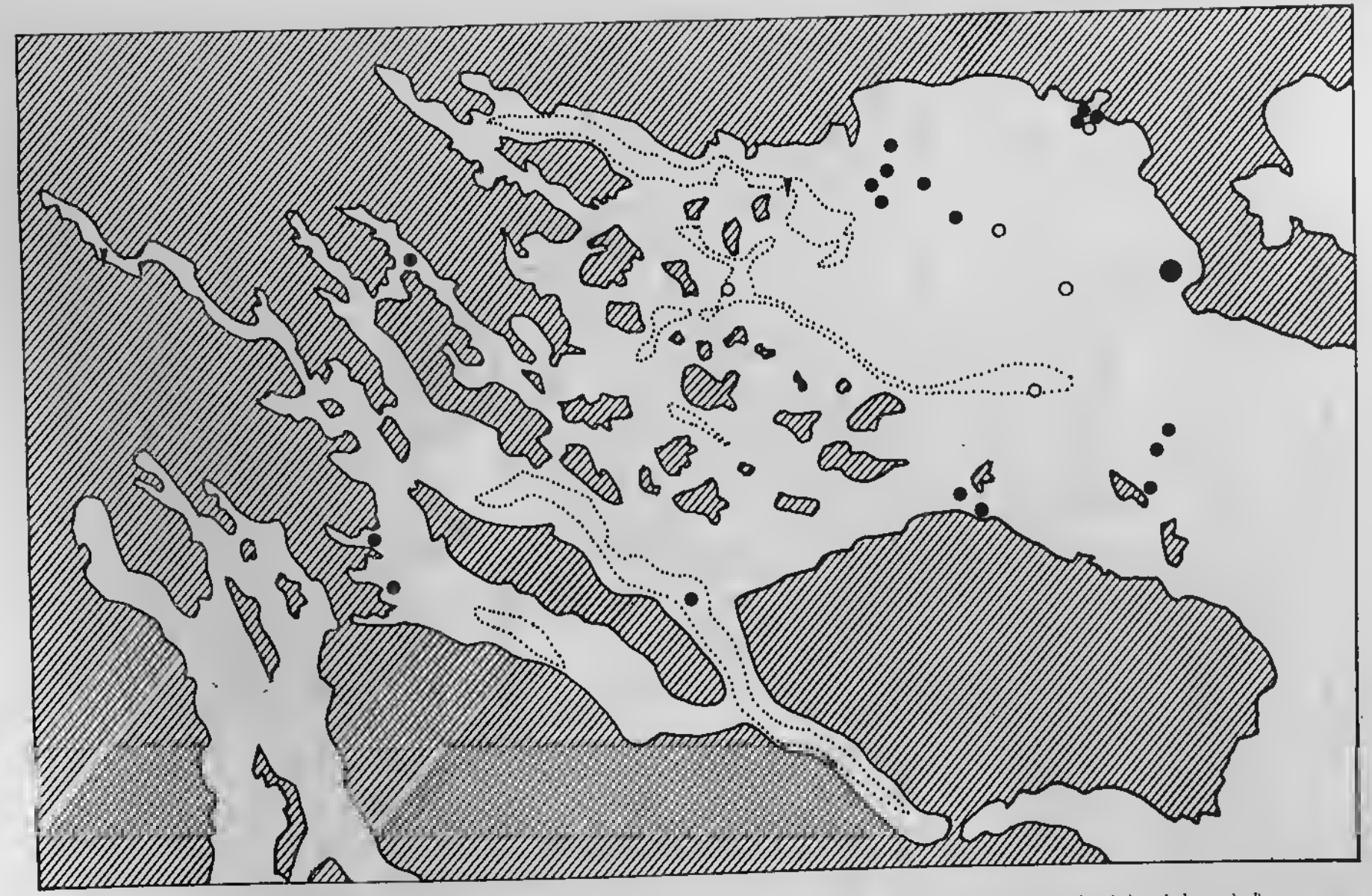


Fig. 4. — Distribution, en baie du Morbihan (îles Kerguelen), de *Laternula elliptica*. Mêmes symboles que pour la fig. 1 (symboles *a* à *d*).

Source : MNHN, Paris

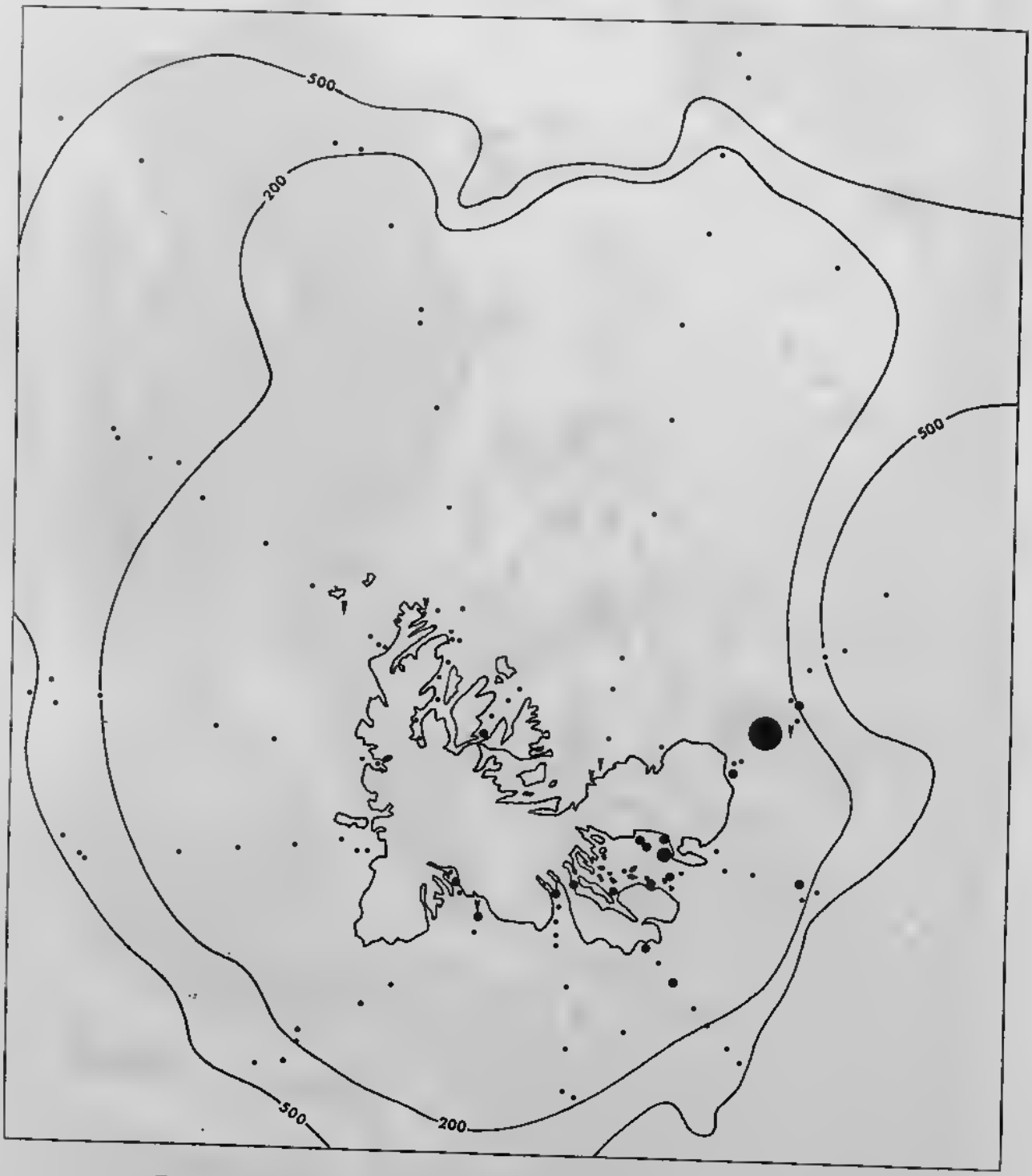


Fig. 5. — Distribution de *Laternula elliptica* sur le plateau des îles Kerguelen. Mêmes symboles que pour la fig. 2.

Source : MNHN, Paris

Groupe 3. Epifaune de « substrats durs », sédentaire et suspension-feeder.

Ce sont en fait deux espèces plutôt épibiotes ou détriticoles que de substrats durs en place.

L'une, *Limatula* cf. *pygmaea* (voir plus haut la remarque au sujet de ce nom) vit à la surface des fonds détritiques, notamment sur les fonds à spicules d'Hexactinellides de la partie la plus ouverte de la baie du Morbihan, dans la baie des Swains (Sud des îles Kerguelen) et en diverses stations de la plateforme péri-insulaire jusqu'à 1 200 m de profondeur. Elle semble manquer cependant au large des côtes occidentales de l'archipel.

L'autre, *Hiatella antarctica*, vit parfois en très grande abondance, soit sur les bases de grosses Hexactinellides, soit parmi les Bryozoaires et Hydraires, soit sur ou dans les tubes de *Serpula narconensis*. Aux profondeurs plus faibles, on la trouve surtout dans les haptères (crampons) de *Macrocystis pyrifera* ou dans les replis des tuniques d'Ascidies (*Cnemidocarpa verrucosa* par exemple). Parfois observée vivante en baie du Morbihan dans ces derniers biotopes, mais beaucoup plus commune sur l'ensemble de la plateforme péri-insulaire et jusqu'à 300 m de profondeur (fig. 6).

Groupe 4. Epifaune de « substrats durs » sessile et suspension-feeder.

Trois des Pélécypodes de macrofaune sont référables à ce groupe : les 2 Mytilidae et *Gaimardia trapesina*, qui sont toutes 3 des espèces à byssus [1].

Les moulières à *Mytilus edulis desolationis* et *Aulacomya ater* ont été décrites récemment (Arnaud, 1971, 1974). Rappelons seulement ici que les premières sont généralement plus superficielles que les secondes, qui peuvent prospérer jusqu'à 60 m de profondeur en baie du Morbihan. Les moules des 2 espèces peuvent être soit fixées à la roche en place (en mode calme), soit à quelques graviers, soit aux haptères (crampons) des grandes Phéophycées *Macrocystis pyrifera*. Les moulières les plus importantes se développent au niveau de seuils plus ou moins superficiels barrant de petites baies (île aux Moules, en baie du Morbihan ; baie Larose, côte sud des îles Kerguelen) ou certains fjords (fjord Bossière, dans la partie occidentale de la baie du Morbihan).

Quant à *Gaimardia trapesina*, épiphyte bien connue des grandes Phéophycées *Macrocystis pyrifera*, elle ne vit que dans les eaux superficielles en mode plus ou moins agité, ne dépassant pas une quinzaine de mètres de profondeur.

AUTRES CARACTÈRES DE CETTE FAUNE

Cette faune à diversité plutôt faible, à large répartition bathymétrique et dont les particularités écologiques et éthologiques viennent d'être dégagées, montre d'autres caractéristiques qui évoquent celles de la faune de Palécypodes du précontinent antarctique, telles que les ont définies Nicol (1967, 1970) et Arnaud (1974). Parmi ces caractéristiques, on peut citer les suivantes.

La calcification de la moitié des 14 macro-Pélécypodes est bonne, l'autre moitié a des coquilles plutôt fragiles. Quant aux petites espèces, elles sont le plus souvent très fragiles, à peine calcifiées et rappellent par cette faible calcification les Pélécypodes du précontinent antarctique (Arnaud, 1974). Rappelons que, comme chez ces derniers, aucune forme fixée par une valve n'existe aux îles Kerguelen.

Généralement, le périostracum est noir ou très sombre, ou bien jaune ; plus rarement, il est rose (*Gaimardia*, *Lissarca rubrofusca*, *Lasaea consanguinea* ...). Ceci est tout à fait comparable à ce qui s'observe dans les eaux antarctiques sensu stricto.

Les 14 espèces étudiées peuvent atteindre des tailles supérieures ou égales à 10 mm mais tous les autres Pélécypodes (plus de 30 espèces, soit près de 70 % de la faune de Bivalves) sont de dimensions inférieures à 10 mm. L'échelle dimensionnelle des Pélécypodes des îles Kerguelen est donc voisine

1. Le nombre d'espèces à byssus est beaucoup plus grand parmi les petites espèces non étudiées ici (Philobryidae, notamment).

Source : MNHN, Paris

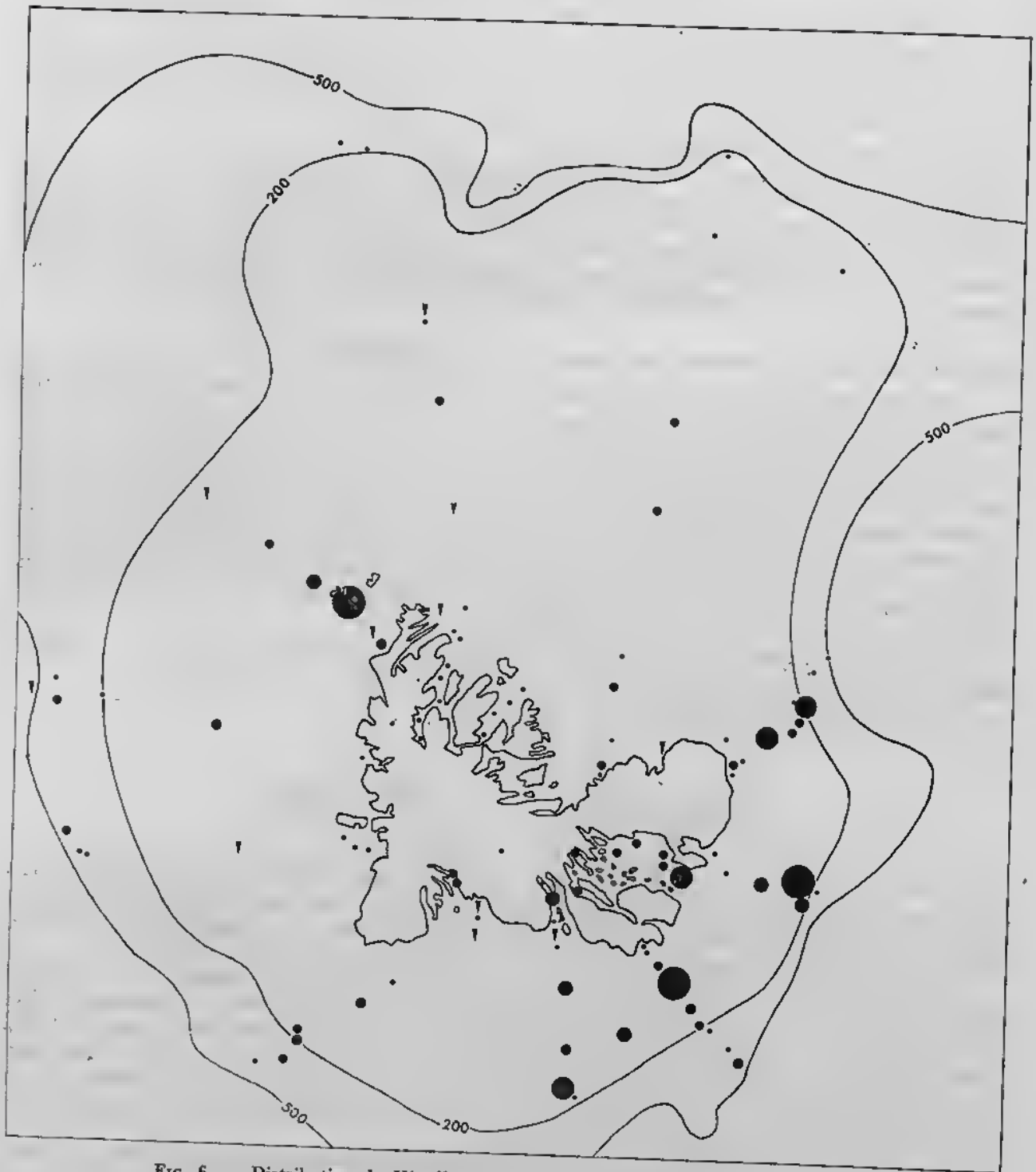


Fig. 6. — Distribution de *Hiatella antarctica* sur le plateau des îles Kerguelen.
Mêmes symboles que pour la fig. 2.

Source : MNHN, Paris

de celle que l'on observe aux abords mêmes du continent antarctique (Nicol, 1966 ; Arnaud, 1974).

Du point de vue de la reproduction enfin, dont les modalités sont généralement inconnues chez les grandes espèces, il faut souligner la fréquence des cas d'incubation chez les petites espèces des îles Kerguelen : Philohryidae, Lasaeidae, Cyamiidae, Neoleptonidae... (Arnaud, 1974 et inédit).

DISTRIBUTION BIOGÉOGRAPHIQUE

Aucune des 14 espèces étudiées n'est endémique des îles Kerguelen : 7 ont une répartition purement subantarctique et 7 sont connues aussi du précontinent antarctique ; ceci s'explique fort bien par la position qu'occupent les îles Kerguelen par rapport à la convergence antarctique (Murail *et al.*, 1977).

L'étude (inédite) des Pélécypodes de deux autres campagnes océanographiques du *Marion-Dufresne* (MD.03 et MD.08) révèle que sur les 14 espèces considérées, 8 vivent aussi aux îles Crozet, 7 aux îles Marion et Prince Edward, et 7 à l'île Heard. En attendant une analyse plus détaillée de ces diverses faunes de Pélécypodes et de leurs rapports biogéographiques, on peut supposer que leurs différences de composition sont essentiellement liées à la morphologie insulaire (conditionnant l'existence ou l'absence de certains biotopes), à l'histoire géologique de ces îles et à la température des eaux péri-insulaires.

CONCLUSIONS

La faune de Pélécypodes des îles Kerguelen qui ne comporte aucune espèce endémique est un mélange d'espèces purement subantarctiques et d'espèces à la fois antarctiques et subantarctiques. Ceci semble résulter avant tout de la situation de ces îles en latitude et de la présence d'un plateau péri-insulaire de grandes dimensions, qui supporte aussi l'île Heard et atteint des latitudes élevées au large du Gaussberg (Wilhelm II land).

La conséquence logique de cette composition d'origine biogéographique double est que cette faune présente d'une part des caractéristiques qui évoquent celles de la faune des Pélécypodes du précontinent antarctique, tout en y étant moins marquées (faible diversité, électisme, tendance eurybathe, dimensions plutôt faibles, calcification réduite, colorations « neutres », protection des jeunes ...) ; et d'autre part des caractéristiques de type subantarctique, telles que le développement des moulières, et les *Gaimardia* épibiotes de *Macrocystis pyrifera* (algues absentes des eaux antarctiques).

RÉFÉRENCES CITÉES

Arnaud P. M., 1971. — Les moulières à *Mytilus* et *Aulacomya* des îles Kerguelen (Sud de l'océan Indien). Les « moulières de seuil » et leur intérêt possible pour l'aquaculture des Pélécypodes. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 272 : 1423-1425.

Arnaud P. M., 1974. — Contribution à la bionomie marine benthique des régions antarctiques et subantarctiques. *Téthys*, 6 (3) : 465-653.

Murail, J. F., P. David et M. Panouse, 1977. — Résultats scientifiques de la campagne MD04/Benthos : hydrologie du plateau continental des îles Kerguelen. *C.N.F.R.A.* (Comité national français de Rech. antarctiques), Paris, 42 : 41-64, fig. 1-8, 42 diagr.

Source : MNHN, Paris

Nicol D., 1964. — Lack of shell-attached Pelecypods in arctic and antarctic waters. *Nautilus*, 77 (3) : 92-93

Nicol D., 1966. — Size of Pelecypods in recent marine faunas. *Nautilus*, 79 (4) : 109-113.

Nicol D., 1967. — Some characteristics of cold-water marine Pelecypods. *J. Paleontol.*, 41 (6) : 1330-1340.

Nicol D., 1970. — Antarctic Pelecypod faunal peculiarities. *Science*, USA, 168 : 1248-1249.

Stuardo, J. R., 1968. — On the phylogeny, taxonomy and distribution of the Limidae (Mollusca : Bivalvia). Cambridge, Mass. (USA), Harvard Univ., Ph. D. Thesis : I-II, 1-327 (non publié).

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 1. — Distribution bathymétrique (m) et densité maxima (nombre de spécimens/m²) * des 14 Pélécypodes de macrofaune des îles Kerguelen, d'après les résultats inédits des campagnes récentes.

	Distribution bathymétrique		Densité maxima	
	minimum	maximum	baie du Morbihan	autres secteurs
Yoldia isonota	11	925	410	1 200
Y. eightsi	21	104	70	?
Propeleda longicaudata	55	1 218	0	16
Malletia gigantea	11	925	60	368
Limopsis marionensis	70	1 218	0	116
Mytilus edulis desolationis	0	15	?	?
Aulacomya ater	0	70	?	?
Limatula cf. *pygmaea*	21	1 218	360	12
Gaimardia trapesina	0	15	?	?
Cyclocardia astartoides	44	800	40	44
Hiatella antarctica	21	301	50	1 632
Laternula elliptica	22	145	140	8
Astarte longirostris	50	1 215	0	64
Thracia meridionalis	24	365	20	4

* Ces valeurs, extrapolées au m² à partir du coup de benne ayant récolté le plus grand nombre de spécimens de l'espèce, ne sont qu'indicatives et doivent être manipulées avec réserves. « O » indique l'absence de l'espèce ; « ? » signifie qu'il n'y a pas de donnée quantitative utilisable pour cette espèce.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LA FAUNE ICHTYOLOGIQUE DU SECTEUR INDIEN DE L'OCÉAN ANTARCTIQUE ET ESTIMATION DU STOCK DE POISSONS AUTOUR DES ILES KERGUELEN

PAR

J.-C. HUREAU *

RÉSUMÉ

Les trois campagnes du N.O. « Marion-Dufresne » MD03, MD04 et MD08 de 1974 à 1976 ont permis de faire un inventaire détaillé de la faune ichtyologique des plateaux entourant les îles Marion et Prince Edward, Crozet, Kerguelen et Heard. 36 espèces ont été récoltées dont 17 espèces endémiques de la province biogéographique « Kerguelen-Macquarie ». Quelques espèces sont signalées pour la première fois dans cette région : *Polyacanthonotus africanus*, *Paradiplospinus gracilis*, *Lycodapus australis*, *Macrourus holotrachys*, *Coelorhynchus fasciatus* et parmi les Nototheniidae, *Dissostichus eleginoides*.

Enfin les résultats de vingt chalutages expérimentaux ont permis de faire une estimation de la biomasse en poissons du plateau des îles Kerguelen. Cette biomasse estimée à 130 000 tonnes devrait permettre une prélèvement annuel d'environ 20 000 tonnes de poissons dont certains ont un intérêt économique certain : Bothidae, Rajidae, *Champsocephalus gunnari*, *Dissostichus eleginoides* et plusieurs espèces de Nototheniidae.

ABSTRACT

" The fish fauna of the Indian sector of the Southern Ocean and evaluation of the standing stock of fish around Kerguelen Islands. "

During three cruises of the N.O. " Marion Dufresne " (1974-1976), a detailed survey of the fish fauna has been made around Marion, Prince Edward, Crozet, Kerguelen and Heard Islands. 36 species have been collected, of which 17 are endemic in the Kerguelen-Macquarie province. Some species are recorded for the first time in this region : *Polyacanthonotus africanus*, *Paradiplospinus gracilis*, *Lycodapus australis*, *Macrourus holotrachys*, *Coelorhynchus fasciatus* and *Dissostichus eleginoides*.

The results of 20 experimental trawlings have been made possible the evaluation of the standing stock of fish on the shelf of Kerguelen islands. This stock is estimated to be about 130 000 tons and the MSY to be about 20 000 tons. Some species (Bothidae, Rajidae, *Champsocephalus gunnari*, *Dissostichus eleginoides*, and other Nototheniids) may have an economical interest.

I. — INTRODUCTION

Les récentes campagnes océanographiques du N.O. *Marion-Dufresne* ont permis, depuis 1974, d'une part de préciser la nature, la composition et la distribution de la faune de poissons marins des îles du secteur indien de l'océan Antarctique, d'autre part d'estimer le stock de poissons du plateau

* Laboratoire d'Ichtyologie générale et appliquée, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Source : MNHN, Paris

des îles Kerguelen. Alors que la campagne MD03 en 1974 était une campagne exploratoire au cours de laquelle les stations, très espacées, étaient destinées à une première approche de la connaissance des fonds et de leur faune (Kerguelen, Heard et Crozet), les campagnes suivantes (MD04 en 1975 et MD08 en 1976) ont étudié en détail la bionomie benthique et par conséquent la faune ichtyologique des plateaux des îles Kerguelen (MD04), Marion, Prince Edward et Crozet (MD08). L'ensemble de ces trois campagnes forme un tout indissociable et c'est pourquoi nous essayons ici de faire la synthèse des résultats obtenus pendant ces trois années, au cours desquelles près de 100 chalutages ont été réalisés. Le détail des stations réalisées est publié par ailleurs (Hureau, 1976 ; Guille, 1977 ; Arnaud et Hureau, sous presse).

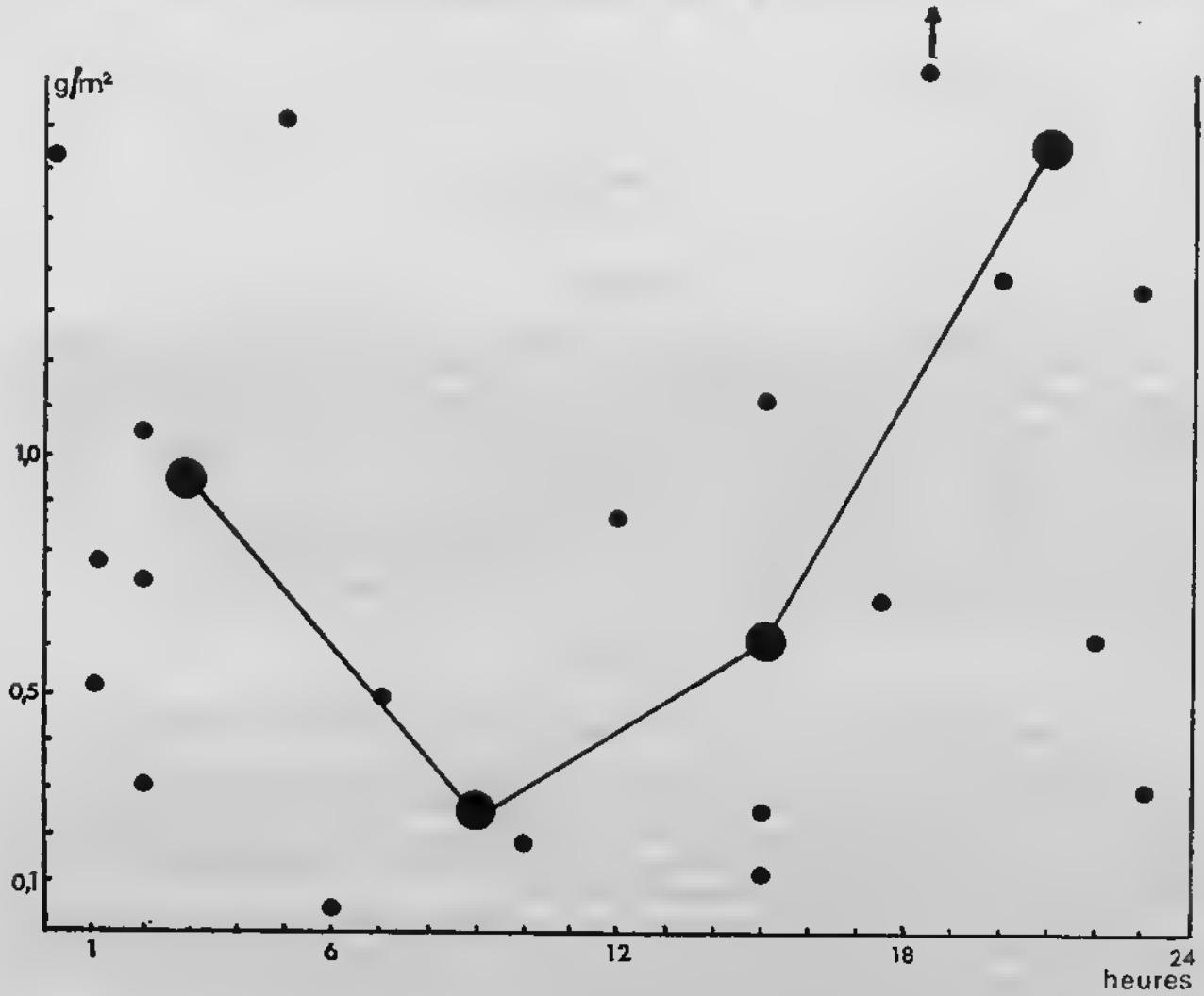


Fig. 1. — Analyse des résultats des chalutages en fonction de l'heure de pêche (les gros points noirs représentent les points moyens des résultats par séquence de six heures).

II. — Caractéristiques biogéographiques de la faune ichtyologique

Rappelons que d'un point de vue biogéographique, en ce qui concerne les poissons, les fonds marins étudiés, de l'île Marion à l'Ouest, aux îles Kerguelen et Heard à l'Est, appartiennent à la Province Kerguelen-Macquarie, l'une des trois provinces de la zone antarctique (Hureau, 1973). Cette province est limitée vers le Nord par la convergence subtropicale caractérisée par des eaux de salinité

Source : MNHN, Paris

minimum (34,7 ‰) et une température voisine de 10°C, à une latitude voisine de 41°-42° S (Plancke, 1977). Vers le Sud, la province Kerguelen-Macquarie s'étend jusqu'aux eaux dont la température varie de + 1° à + 3°C. Des travaux très récents ont montré que dans la région des îles Kerguelen, cette province biogéographique peut être très étroite, la convergence subtropicale et le front polaire étant souvent très proches l'un de l'autre.

La faune ichtyologique des plateaux sous-marins autour des îles Kerguelen, Heard, Crozet et Marion est caractérisée par la présence d'au moins 17 espèces endémiques benthiques ou pseudo-abyssales, selon la définition d'Andriashev (1965), c'est-à-dire d'espèces pouvant vivre jusqu'à 1 000 mètres de profondeur dans des dépressions du plateau continental.

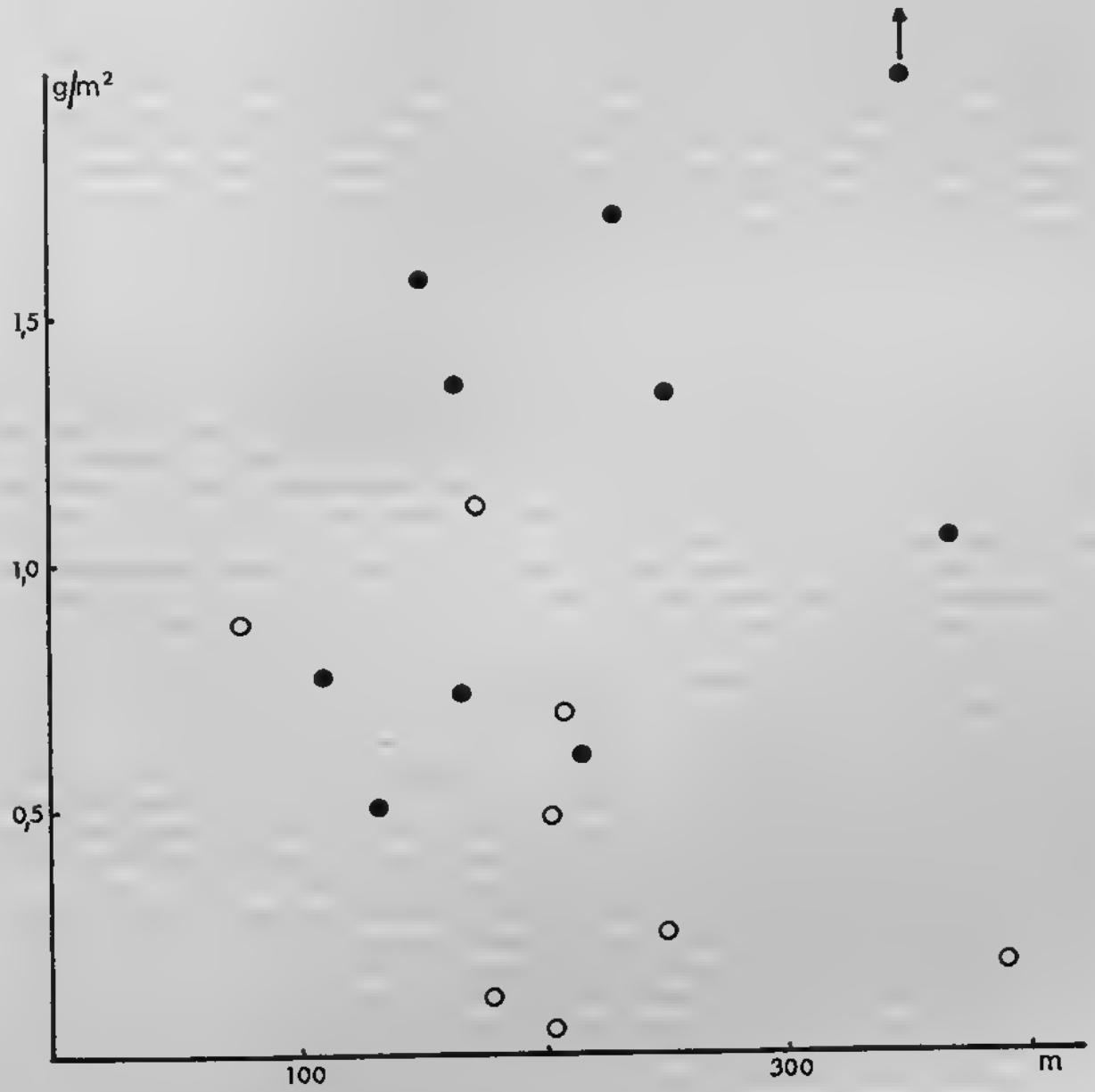


Fig. 2. — Analyse des résultats des chalutages en fonction de la profondeur de pêche (les points noirs correspondent aux chalutages de nuit, les cercles aux chalutages de jour).

Source : MNHN, Paris

19 autres espèces sont également présentes dans nos pêches, mais ces espèces ont une répartition géographique très vaste : 3 sont circumantarctiques, 11 sont présentes dans l'Antarctique de l'Ouest (Péninsule antarctique, archipels de l'Arc Scotia, océan Antarctique des secteurs Atlantique sud-ouest et Pacifique sud-est), 3 autres espèces ont des affinités avec la faune de l'Atlantique sud ou de l'Afrique du sud et enfin 4 espéces ont un statut indéterminé. Le tableau I résume les données concernant la répartition géographique des 35 espèces récoltées qui appartiennent à 14 familles, celle des Nototheniidae étant de loin la mieux représentée avec 10 espéces ; l'ensemble des Notothenioidei (Nototheniidae, Harpagiferidae, Channichthyidae et Bathydraconidae) est représenté par 17 espéces.

Ainsi, prés de 50 % des espèces de la région sont endémiques d'une ou plusieurs îles ; la majorité des autres espèces est liée à la faune de l'Antarctique de l'Ouest ; le reste a une répartition beaucoup plus vaste. Cette distribution géographique de la faune de la région est en accord avec la classique théorie de la migration des faunes d'Ouest en Est, à cette latitude. Il est remarquable que très peu d'espéces se retrouvent dans la faune de l'Antarctique de l'Est (*Antimora rostrata*, *Lionurus filicauda* et *Notothenia magellanica*). Par ailleurs, il semble bien que la convergence antarctique soit une barrière hydrologique infranchissable : seules trois espéces (*Polyacanthonotus africanus*, *Coelorhynchus fusciatus* et *Paradiplospinus gracilis*) se rencontrent au nord de cette barriére. D'apés De Witt (1971), la convergence antarctique agit comme un piège, les espèces qui ont peuplé l'océan Antarctique depuis l'Eocéne ne pouvant pas migrer vers le nord et les espèces nordiques ne pouvant pas envahir l'océan Antarctique.

III. — Composition de la faune ichtyologique

Parmi les Bothidae, *Mancopsetta maculata* est l'espèce la mieux représentée. Pêchée entre 90 et 585 mètres, il s'agit d'une espèce pouvant atteindre couramment 25 à 35 cm de longueur. Comme dans les eaux des îles Kerguelen et Crozet, elle a aussi été capturée à l'île Marion. Les Rajidae sont abondants et, selon les espéces, leur répartition varie de 30 à 650 m de profondeur, *Raja eatonii* a été pêchée à Kerguelen et Heard, tandis que *Raja murrayi* est endémique de Kerguelen. Ces espèces sont très abondantes sur les fonds sablo-vaseux des fjords dont l'eau a une salinité faible. Une troisième espèce a été capturée aux îles Kerguelen.

Une espèce de Notacanthidae a été capturée par 2 630 m de profondeur : *Polyacanthonotus* (*Gnathonotacanthus*) *africanus*. Cette espéce, connue de l'Atlantique est et ouest et de l'Afrique du sud n'a encore jamais été signalée jusqu'à présent dans l'Antarctique et dans l'océan Indien. Nous l'avons pêchée par 47°24,2 lat. S et 64°43,7 long. E, c'est-à-dire au Nord-ouest de Kerguelen.

Les Muraenolepidae sont représentés par *Muraenolepis marmoratus* et une autre espèce dont le statut reste encore indéfini. Ces poissons de petite taille (30 cm maximum) sont très connus sur certains fonds.

Les Moridae et les Macrouridae sont représentés par cinq espéces dont la distribution géographique est vaste. Signalons cependant que *Coelorhynchus fasciatus* et *Macrourus holotrachys* sont ici signalés pour la première fois dans la région, ces deux espèces étant déjà connues dans l'Antarctique de l'Ouest. Ces espèces sont abondantes le long des pentes continentales entre 500 et 1 500 mètres de profondeur.

Les Zoarcidae sont représentés par trois espéces dont l'une, *Lycodapus australis*, trés abondante aux îles Kerguelen, est ici signalée pour la premiére fois dans cette région. Ces poissons n'ont été capturés qu'à des profondeurs supérieures à 500 métres.

Zanclorhynchus spinifer, de la famille des Congiopodidae, dont le type a été décrit en 1880 des îles Kerguelen, à la suite de l'expédition du *Challenger*, n'avait pas été retrouvé aux Kerguelen jusqu'en 1965 où nous en avons trouvé quelques exemplaires échoués sur une plage. Au cours des campagnes MD03, MD04 et MD08, cette espéce a été capturée en quantités trés abondantes à Kerguelen et surtout aux îles Crozet oú il s'agit d'un poisson extrêmement commun. Certains chalutages ont rapporté plusieurs centaines d'individus de tailles très variées (quelques centimètres jusqu'à 30 cm environ).

Source : MNHN, Paris

La famille des Liparidae, avec l'espèce *Paraliparis gracilis* est peu importante et les quelques individus capturés proviennent de profondeurs comprises entre 585 et 940 mètres.

Paradiplospinus gracilis a été capturé à Kerguelen et à Crozet où il est signalé pour la première fois. Ce Trichiuridae est une espèce pélagique pouvant vivre également prés du fond. Nos exemplaires ont été capturés entre 360 et 560 mètres de profondeur.

La famille la mieux représentée en nombre d'espèces, dans le secteur indien de l'océan Antarctique est la famille des Nototheniidae. Six espéces sont endémiques de la Province Kerguelen-Macquarie : *Notothenia coriiceps coriiceps*, *N. acuta*, *N. marionensis*, *N. cyanobrancha*, *N. mizops*, et *N. squamifrons*. Trois espéces sont aussi présentes dans la région magellanique et la région antarctique basse : *N. rossii*, *N. larseni tchizh* et *Dissostichus eleginoides*, cette espéce n'ayant pas encore été citée dans la région. Enfin *Notothenia magellanica* est une espèce circumantarctique qui aurait même été capturée au bord de l'ice-shelf de la mer de Ross (De Witt, 1970), mais, ou bien cette capture est douteuse, ou bien il s'agit d'une autre espéce. Les Nototheniidae cités ci-dessus sont tous des poissons démersaux, vivant sur la plateforme continentale entre 0 et 570 métres, chaque espèce ayant une profondeur préférentielle. Certaines sont trés abondantes et forment une part importante de la biomasse ichtyologique.

La nomenclature utilisée ci-dessus pour les Nototheniidae est la nomenclature classique. Cependant les genres *Notothenia* et *Trematomus* (strictement antarctique) sont difficiles à définir, selon l'acception classique, et déjà plusieurs auteurs ont signalé qu'une révision s'imposait, car les caractéres utilisés (position du foramen dans la ceinture scapulaire) jusqu'à présent pour les distinguer n'étaient pas précis (Pappenheim, 1912 ; Hureau, 1970). Des travaux récents, (Andersen, sous presse) montrent qu'un bon caractère générique est la structure du complexe urophore : la soudure ou la non soudure de certaines plaques hypurales permet de distinguer deux grands groupes d'espèces de niveau générique. Cependant l'adoption de ce caractère fondamental entraînera une refonte compléte de la sous-famille des Nototheniidae et une redistribution des espèces entre deux genres et en plusieurs sous-genres. L'étude taxinomique de ce groupe est en pleine évolution et il est souhaitable que les travaux des divers spécialistes (De Witt, 1966 ; Hureau, 1970 ; Balushkin, 1976 ; Andersen et Hureau, 1979 ; Andersen, sous presse) soient prochainement coordonnés pour aboutir à une classification unique.

Les Notothenioidei comprennent encore trois familles bien représentées dans la région étudiée :

Les Harpagiferidae, représentés par le genre *Harpagifer*, ont fait l'objet de récentes études détaillées (Hureau et Tomo, 1978 ; Hureau *et al.*, sous presse) et les conclusions en sont que, dans le secteur étudié, trois espèces peuvent être rencontrées en grande quantité : l'une à Kerguelen (*Harpagifer kerguelensis*), une autre à Crozet (*Harpagifer spinosus*) et la troisième à Marion (*Harpagifer georgianus georgianus*). Ces poissons de très petite taille sont extrêmement communs le long du littoral battu par les vagues, mais certaines populations vivent plus profondément jusqu'à 130 mètres.

Les Channichthyidae sont des poissons trés particuliers, puisque leur sang est dépourvu d'hémoglobine (Ruud, 1954) bien qu'ils possèdent en faible quantité des cellules sanguines à l'aspect d'érythrocytes (Hureau, 1966 ; Spillman et Hureau, 1967 ; Hureau *et al.*, 1977). Une espèce, *Channichthys rhinoceratus*, est endémique des îles Kerguelen, l'autre, *Champsocephalus gunnari* est également connue dans l'Antarctique de l'ouest. Il est tout à fait remarquable qu'aucune de ces espèces n'ait été mentionnée dans la région ailleurs qu'aux Kerguelen. Aucun Channichthyidae n'a pu être capturé aux îles Crozet, Marion et Prince Edward, malgré les nombreux chalutages qui y ont été faits.

Enfin les Bathydraconidae ne sont représentés que par une seule espèce, *Bathydraco antarcticus*, endémique des îles Kerguelen et Heard, et vivant assez profondément (345 à 1 200 mètres).

Ainsi 35 espèces de poissons démersaux peuplent les eaux marines des îles étudiées. Six d'entre elles (*Polyacanthonotus africanus*, *Paradiplospinus gracilis*, *Lycodapus australis*, *Macrourus holotrachys*, *Coelorynchys fasciatus* et *Dissostichus eleginoides*) y sont signalées pour la première fois et cinq autres restent encore indéterminées (un Bothidae, un Rajidae, un Muraenolepidae, un Moridae et un Zoarcidae). De nombreux problémes fondamentaux restent à résoudre, mais, dés à présent, les connaissances de la faune ichtyologique de la région sont suffisantes pour passer à l'étape suivante qui est l'aspect ichtyologie appliquée et des travaux en ce sens doivent être menés à bien sur les espèces qui possédent une valeur potentielle pour les pêches : études de croissance, de mortalité et surveillance des stocks en particulier.

Source : MNHN, Paris

IV. — Estimation du stock de poissons autour des iles kerguelen

Au cours des campagnes MD03 et MD04, 27 chalutages expérimentaux ont été réalisés sur le plateau continental des îles Kerguelen, au moyen d'un chalut à perche en bois ou d'un chalut Blake à perche métallique. Sept chalutages ont été éliminés de cette étude pour diverses raisons : chalut déchiré, mauvais travail de l'engin sur le fond, ralentissement anormal du navire en cours de chalutage, ou bien absence de bon positionnement du chalutage ; toutes ces raisons ont provoqué un phénomène de fuite ou d'échappement chez les poissons ou bien ont empêché le calcul de la distance parcourue par le chalut sur le fond. C'est pourquoi nous avons préféré éliminer ces sept chalutages qui auraient introduit un biais important dans les calculs.

Sur les 20 chalutages dont les résultats ont été utilisés, huit ont été faits de jour, entre 6 heures du matin et 18 heures, et douze ont été faits de nuit, entre 18 et 6 heures ; nous verrons plus loin l'importance de cette distinction.

1. — *Techniques utilisées.*

Les résultats des chalutages sont inscrits au tableau II, mais il est nécessaire de préciser les techniques utilisées :

a) Le temps de chalutage indiqué correspond au temps pendant lequel le chalut est supposé travailler sur le fond, c'est-à-dire entre l'instant où il commence à avancer sur le fond et celui où il quitte le fond. Ces instants sont aisément décelables grâce aux variations de l'enregistreur de tension du câble.

b) La vitesse moyenne du trait indiquée est la vitesse par rapport au fond. Elle a été calculée en utilisant la distance réellement parcourue par le chalut et le temps de chalutage. Elle est exprimée en nœuds et elle ne correspond pas obligatoirement à la vitesse qui était affichée par le loch pendant les chalutages, cette dernière n'étant qu'une vitesse apparente par rapport à l'eau et non une vitesse réelle par rapport au fond.

c) La distance parcourue est calculée d'après les positions du navire données par l'ordinateur couplé au système de positionnement par satellite. Pour chaque chalutage, on connaît les positions du navire au moment où l'engin commence à travailler et au moment où il quitte le fond, la différence entre les deux positions donnant la distance réelle parcourue par le navire. Les profondeurs de pêche sont généralement faibles (moins de 250 m) et le câble est toujours sous tension, c'est pourquoi, en première approximation, on peut considérer que la distance parcourue par le chalut sur un fond plat est égale à la distance parcourue par le navire entre le début et la fin du trait.

d) La largeur balayée par un chalut sur le fond n'est pas égale à la largeur réelle du chalut, en raison des phénomènes de fuite des poissons sur les côtés de l'engin. Pour un chalut à perche, on estime généralement que la largeur utile de l'engin est 55 à 60 % de sa largeur réelle(Daget et Petit, 1971). Les chaluts utilisés étant de petite taille, les gros poissons ont moins de chances d'être capturés et les résultats obtenus sous-estiment probablement le stock réel. Afin de diminuer cette sous-estimation, nous avons choisi la proportion 55 % pour le calcul de la largeur utile des chaluts. Le chalut à perche utilisé au cours de MD03 mesurait 5 mètres d'ouverture ; sa largeur utile était donc de 2,75 mètres. Au cours de MD 04, le chalut à perche mesurait 4,50 mètres (largeur utile : 2,50 mètres) et le chalut Blake mesurait 3 mètres (largeur utile : 1,65 mètres). L'aire balayée par le chalut au cours d'un trait est donc égale à la distance parcourue multipliée par la largeur utile.

e) Tous les poissons récoltés dans un chalut ont été pesés par espèce, au moyen d'une balance romaine, dès leur remontée à bord. Cette balance est la seule à pouvoir donner des résultats valables à bord d'un navire. Les pesées ont été faites à 25 g près et les données sont exprimées en poids de poisson frais.

f) Enfin la production exprimée en g/m², est le quotient des poids de poisson frais par l'aire balayée.

Source : MNHN, Paris

2. — *Résultats* (tableau II).

Les résultats obtenus sont très variables d'un chalutage à l'autre, puisque les productions varient de 0,05 à 4,72 g/m² (m = 0,94 ; variance v = 0,98).

Cependant l'analyse de ces chiffres en fonction de l'heure de pêche, de la profondeur et du secteur géographique va nous permettre de préciser la valeur et la signification de ces résultats.

Auparavant il est cependant intéressant de comparer ces résultats globaux avec les chiffres donnés par Pérès (1961) et Moiseev (1969, tableau 54) pour les captures de poissons benthiques de différentes mers du monde.

Mer de Barents	0,45 g/m²
Mer Blanche	0,12
Mer du Nord	3,0
Mer Baltique	0,6
Méditerranée	0,15
Mer d'Azov	8,0
Mer du Japon	2,9
Ensemble des océans	0,62
Océan Antarctique	0,50.

Les données recueillies sur le plateau continental des îles Kerguelen montrent que la biomasse en poissons est supérieure à la moyenne mondiale (0,94 g/m² contre 0,62 g/m²) mais inférieure aux mers les plus riches connues (mer du Nord, mer d'Azov, mer du Japon).

a. *Analyse des résultats en fonction de l'heure de pêche :*

Si l'on groupe les chalutages par périodes de six heures (6-12, 12-18, 18-24, 0-6 heures), on obtient les moyennes suivantes :

6-12 : 0,24 g/m²
12-18 : 0,61 g/m²
18-24 : 1,67 g/m² (0,91 g/m² sans le chalut 21/57)
0-6 : 0,95 g/m²

Si on les groupes par périodes de 12 heures (nuit et jour), les moyennes deviennent :

18-06 heures : 1,25 g/m² (0,94 g/m² sans le chalut 21/57)
06-18 heures : 0,48 g/m².

Le chalutage 21/57 (4,72 g/m²) est particulièrement riche mais il ne semble pas particulièrement biaisé : en effet, non seulement il est riche en individus (227) mais il l'est en espèces (13), et *a priori*, il n'y a aucune raison de l'éliminer des calculs, bien que sa présence tende à augmenter considérablement la moyenne de la production de la période 18-24 heures. Cependant, même si on supprimait ce chalut 21/57 des calculs, les conclusions resteraient les mêmes.

Sur la figure 1, les captures des divers chaluts ont été portées en fonction des heures de pêche. Les moyennes pour les quatre tranches d'heures sont également portées. On constate que les pêches les plus productives se situent pendant la nuit de 18 heures à 6 heures et plus particulièrement de 18 à 24 heures. Ces résultats montrent que les poissons sont plus actifs le soir et la nuit que pendant la journée : ils se déplacent alors légèrement en se soulevant au-dessus du fond pour chasser leurs proies et ils peuvent alors être capturés par le chalut. Pendant la journée, ils restent probablement immobiles sur le fond à l'abri des nombreux cailloux et rochers et sont alors inaccessibles au chalut.

La comparaison des moyennes 1,25 g/m² et 0,48 g/m² entre la nuit et le jour et de leurs variances respectives ($v_1 = 1,42$ et $v_2 = 0,15$) est hautement significative. En effet la valeur du paramètre $t = \frac{m_1 - m_2}{Sd} = 8,72$ est nettement supérieure au $T_{18} = 2,10$ pour $n_2 + n_1 - 2 = 18$ degrés de liberté.

Source : MNHN, Paris

De même la valeur du paramètre F est :

$$F = \frac{n_1 v_1 (n_2 - 1)}{n_2 v_2 (n_1 - 1)} = 9{,}04 \text{ pour } n_1 = 12 \text{ et } n_2 = 8$$

ce qui est nettement supérieur au seuil de signification (6,60) donné par les tables de Snédécor pour un degré de sécurité de 99 % et pour les degrés de liberté $n_1 - 1 = 11$ et $n_2 - 1 = 7$.

b. *Analyse des résultats en fonction de la profondeur de pêche.*

Sur la figure 2 ont été portés les points représentatifs des captures en fonction de la profondeur, de 75 à 400 mètres, en distinguant les pêches de nuit des pêches de jour. Aucune bonne corrélation n'a pu être mise en évidence. Pour les 10 chalutages de nuit, nous obtenons un coefficient de corrélation $r_n = 0{,}58 \pm 0{,}36$ ce qui n'est pas significatif. De même pour les 8 chalutages de jour, $r_j = -0{,}51 \pm 0{,}42$, ce qui est encore moins significatif. Par contre r_n et r_j sont significativement différents l'un de l'autre, ce qui confirme les résultats de l'analyse des captures en fonction de l'heure de pêche.

Cependant r_n étant positif, les captures de nuit semblent avoir tendance à augmenter avec la profondeur et r_j étant négatif, les captures de jour semblent diminuer avec la profondeur. Cette opposition pourrait être le résultat d'une légère migration nycthémérale des poissons qui se tiendraient à une profondeur plus faible le jour que la nuit. Il ne s'agit là que d'une hypothèse qui nécessiterait une confirmation grâce à un échantillonnage beaucoup plus important : le nombre de chalutages dont nous disposons est trop faible pour permettre une conclusion sur ce point.

Quinze chalutages ont été faits entre 75 et 250 mètres, dont huit nocturnes. La moyenne des captures de ces huit chalutages est de 1,08 g/m² (variations : 0,52 à 1,71 g/m²). Cette valeur moyenne sera retenue pour l'estimation de la biomasse totale entre 75 et 250 m ; elle est en effet mieux représentative de la biomasse réelle qu'une moyenne calculée sur l'ensemble des chalutages diurnes et nocturnes. Entre 75 et 400 mètres, la moyenne retenue sera 1,25 g/m², moyenne calculée précédemment.

c. *Analyse des résultats en fonction de la zone de pêche.*

En raison du faible nombre de chalutages, il est là aussi difficile d'arriver à une conclusion. Cependant, les zones qui nous ont permis de réaliser des chalutages intéressants sont les secteurs NW, NE, E, SE et S. La zone située à l'ouest de Kerguelen est difficilement chalutable en raison des fonds tourmentés et les deux chalutages qui y ont été faits ont eu un rendement assez faible (0,12 à 0,25 g/m²) ; mais il convient de souligner que ces deux chalutages ont été faits de jour, ce qui peut expliquer ce faible rendement. Dans la zone Nord, les chalutages 67, 70, 96 et 98 ont également été réalisés de jour ce qui explique leur faible rendement (0,05 à 0,49 g/m²).

3. — *Estimation de la biomasse totale en mars 1975.*

La surface du plateau continental des îles Kerguelen a été estimée d'après un fond bathymétrique établi par l'Institut de Physique du Globe de Paris. Les surfaces ont été calculées d'une part entre les isobathes 50 et 500 mètres (104 700 km²) et d'autre part entre les isobathes 50 et 250 mètres (71 200 km²). La biomasse totale a été calculée en utilisant pour ces deux intervalles les valeurs 1,25 g/m² et 1,08 g/m² déterminées précédemment. Cette extrapolation est évidemment sujette à critiques et les résultats ne pourront être confirmés qu'avec un échantillonnage beaucoup plus grand. Les résultats obtenus sont les suivants :

biomasse totale entre 50 et 250 mètres = 76 896 tonnes
biomasse totale entre 50 et 500 mètres = 130 875 tonnes

Ces chiffres sont probablement sous-estimés mais il s'agit pour l'instant d'une première approximation. Ces valeurs portent sur toutes les espèces de poissons sans distinction. Si l'on distingue les espèces ou groupes d'espèces, ces chiffres se répartissent selon les indications du tableau III. Les pourcentages entre les divers groupes ont été établis d'après les résultats globaux des 20 chalutages.

Source : MNHN, Paris

Cette première estimation de la biomasse en poissons du plateau continental des îles Kerguelen est probablement inférieure à la réalité pour plusieurs raisons. Tout d'abord les chaluts utilisés sont des engins de petites tailles ; ils ne sont certainement pas pêchants pour les gros individus, peu représentés dans nos récoltes. Par ailleurs, le nombre de chalutages réalisés est faible et ne peut garantir une grande précision dans les résultats. Il y a donc un biais introduit par défaut dans l'échantillonnage.

On sait que le rapport de la production totale annuelle à la biomasse moyenne est égal au taux de mortalité Z pour une population non exploitée, ce qui est actuellement le cas étudié ici. Par ailleurs, cette mortalité totale Z peut être considérée comme égale à l'inverse de la durée moyenne de vie A de la population (Allen, 1971). On peut donc écrire :

$$\frac{P}{B} = Z = \frac{1}{A} \qquad \begin{array}{l} P = \text{production totale} \\ B = \text{biomasse moyenne} \end{array}$$

Si l'on utilise les résultats obtenus sur l'âge et la croissance d'un certain nombre d'espèces de Nototheniidae (Hurcau, 1970), on peut estimer que le stock se renouvelle en moyenne en 6 à 7 ans. Il semble donc qu'un prélèvement de *20 000 tonnes* par an $\left(\frac{P}{B} = \frac{1}{6{,}5} \simeq \frac{20\,000}{130\,000}\right)$ serait possible. Cependant, ces résultats ne peuvent être confirmés que par une campagne d'étude semi-commerciale comportant l'utilisation de chaluts de pêche réelle (à ouverture verticale beaucoup plus grande que les chaluts à perche) et la réalisation d'un grand nombre de chalutages (une centaine au minimum). Une étude statistique des captures permettrait alors de préciser la valeur du rapport $\frac{P}{B}$.

Une telle campagne, bien préparée, permettrait d'une part, de recueillir les données scientifiques nécessaires à une très bonne estimation du stock et d'autre part, de fournir aux professionnels de la pêche l'occasion de se rendre compte réellement des possibilités commerciales d'une éventuelle pêche dans ce secteur, tout en sélectionnant les meilleures espèces d'un point de vue économique.

Comme nous l'avons dit précédemment, l'estimation du stock a été faite en tenant compte de toutes les espèces, sans distinction. Or, il convient de tenter un classement des diverses espèces du point de vue de leur intérêt économique. Il est bien évident qu'un tel classement ne peut se faire qu'après des études précises de la valeur nutritive et des divers modes de préparation des poissons. De telles études ont été abordées, en particulier par l'Institut scientifique et technique des Pêches maritimes, mais nécessiteraient d'être complétées et approfondies. Pour orienter les recherches ultérieures et en utilisant comme critère de classement les données recueillies par les navires de pêche soviétiques, nous donnons dans le tableau IV la liste d'un certain nombre d'espèces qui présentent, à nos yeux, un certain potentiel économique. De plus, nous avons tenté, afin de faciliter la tâche des professionnels des pêches, d'attribuer un nom français à chacune de ces espèces.

Pour conclure, il nous semble nécessaire de signaler l'excellent travail réalisé par I. Everson (1977) dans lequel il évalue, d'après les statistiques de la FAO, le stock de poissons autour des îles Kerguelen à 220 000 tonnes et la production potentielle annuelle à 80 000 tonnes. Nous pensons que ces chiffres sont beaucoup trop élevés mais ils ont l'avantage de mettre en évidence les lacunes des données dont disposent actuellement les scientifiques et la nécessité d'obtenir non seulement des statistiques détaillées, mais aussi des campagnes de contrôle des stocks.

RÉFÉRENCES CITÉES

Allen K. R., 1971. — Relation between production and biomass. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, 28 : 1573-1581.

Andersen N. C., sous presse. — A discussion of the phylogeny of the Nototheniidae.

Andersen N. C. et Hureau J. C. 1979. — Proposition pour une nouvelle classification des hototheniidae pisces, Perciformes, hototheniidae). *Cybium*, 3e série (6) : 47-53, 2 fig.

Source : MNHN, Paris

Andriashev A. P., 1965. — A general review of the Antarctic fisb fauna, p. 491-550, 18 fig. *In* : Van Mieghem, J. et P. Van Oye, Biogeography and Ecology in Antarctica, Junk, Tbe Hague.

Arnaud P. M. et J. C. Hureau, 1979. — Compte rendu de la campagne MD08/ Benthos (7 mars-26 avril 1976) : liste des stations et données scientifiques générales. *C.N.F.R.A.*

Balushkin A. V., 1976. — Brève révision des Nototheniidae (*Notothenia* Richardson et genres voisins) (en russe). *Zoogeografiya i Sistematika*, 9 : 118-134.

Daget J. et P. Petit, 1971. — L'échantillonnage des peuplements de poissons marins, p. 268-291. *In*: Lamotte M. et Bourlière F., Problèmes d'Écologie : l'échantillonnage des peuplements animaux des milieux aquatiques. Masson, Paris.

De Witt H. H., 1970. — A revision of the fishes of the genus *Notothenia* from the New Zealand region, including Macquarie Island. *Proc. Calif. Acad. Sc.*, 38 (16) : 299-340, 5 fig.

De Witt H. H., 1971. — Coastal and deep-water benthic fishes of the Antarctic. *Antarctic map Folio series*, 15 : 1-10, 31 cartes.

De Witt H. H., 1972. — A revision of tbe Antarctic and southern genus *Notothenia*. Pb. D., 1966, 469 p., University microfilms, Ann Arbor.

Everson I., 1977. — Tbe living resources of tbe Southern Ocean. FAO, Southern Ocean Fisheries Survey Programme, GLO/SO/77/1, 156 p.

Guille A., 1977. — La campagne MD04/Benthos du « Marion-Dufresne » (14 février-23 mars 1975) : Bionomie du plateau continental des îles Kerguelen. Stations prospectées et résultats préliminaires. *C.N.F.R.A.*, nº 42 : 3-40, 3 fig.

Hureau J. C., 1966. — Biologie de *Chaenichthys rhinoceratus* Richardson et problème du sang incolore des Chaenichthyidae, poissons des mers australes. *Bull. Soc. Zool. France*, 91 (4) : 735-751.

Hureau J. C., 1970. — Biologie comparée de quelques poissons antarctiques (Nototheniidae). *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, 68 (1391) : 1-244, 89 fig.

Hureau J. C., 1973. — La distribution géographique des Poissons de l'Antarctique. *C. R. Soc. Biogéogr.*, 434 : 4-16, 3 fig.

Hureau J. C., 1976. — La campagne d'océanographie biologique MD03/Ichtyo à bord du « Marion-Dufresne ». Résultats préliminaires et liste des stations. *C.N.F.R.A.*, nº 39 : 3-25, 6 fig.

Hureau J. C., D. Petit, J. M. Fine et M. Marneux, 1977. — New cytological, biochemical and physiological data on the colourless blood of the Channichthyidae (Pisces, Teleosteans, Perciformes), p. 459-477 7 fig., *In* Llano G., Adaptations witbin Antarctic Ecosystems. Smitbsonian Institution, Washington

Hureau J. C. et A. Tomo, 1978. — Variations morphologiques des espèces du genre *Harpagifer* (Téléostéens, Notothenii formes) en fonction de leur distribution géographique. *Rev. Trav. Inst. scient. tech. Pêch. Marit.*, 40, 1976 (3-4) : 609-611.

Hureau J. C., J. Louis, A. Tomo et C. Ozouf, sous presse. — Application de l'analyse canonique discriminante à la révision du genre *Harpagifer* (Téléostéens Notothenii formes). *Vie et Milieu.*

Moiseev P. A., 1969. — The living resources of the world ocean. Traduction I.P.S.T., Jerusalem, 1971, 334 p.

Pappenheim P., 1912. — Die Fische der Deutschen Südpolar-Expedition 1901-1903. I. Die Fiscbe der Antarktis und Subantarktis. *Dtsch. Südpol. Exped.*, 13 (5) : 161-182, 10 fig.

Pères J. M., 1961. — Océanographie biologique et biologie marine. Presses Universitaires de France, Paris, p. 407.

Plancke J., 1977. — Pbytoplancton biomass and productivity in the subtropical convergence area and shelves of the western indian subantarctic Islands, *In* Llano G., Adaptations within Antarctic ecosystems. Smithsonian Institution, Washington, p. 51-73, 8 fig.

Ruud J. T., 1954. — Vertebrates without erythrocytes and blood pigment. *Nature, Lond.*, 173 : 848-850.

Spillman J. et J. C. Hureau, 1967. — Observations sur les éléments figurés du sang incolore de *Chaenichthys rhinoceratus* Richardson, Poisson Téléostéen antarctique (Chaenichthyidae). *Bull. Mus. Hist. nat.*, 38 (6), 1966 (1967) : 779-783.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU 1. — Poissons des îles australes.
* espèces ayant un intérêt potentiel pour les pêches.

	Kerguelen	Heard	Crozet	Marion Prince Edward	Autre distribution	Profondeur de capture
BOTHIDAE						
* *Mancopsetta maculata* (Günther, 1880)	+		+	+	Antarctique W	90-585
* *Mancopsetta sp.*	+				?	
RAJIDAE						
* *Raja eatonii* Günther, 1880	+	+			endémique	90-650
* *Raja murrayi* Günther, 1880	+				endémique	30-200
* *Raja sp.*	+				?	565-1 218
NOTACANTHIDAE						
Polyacanthonotus (Gnothonotacanthus) africanus (Gilchrist et von Bonde, 1924)	+				Atlantique E et W + Afrique du S	2630
MURAENOLEPIDAE						
Muraenolepis marmoratus Günther, 1880	+		+	+	endémique	30-570
Muraenolepis sp.	+				?	1 218
MORIDAE						
* *Antimora rostrata*			+	+	circumantarctique	925-1 218
Lepidion sp.	+			+	?	570-1 218
MACROURIDAE						
* *Macrourus holotrachys* Günther, 1878	+		+		Antarctique W	90-1 500
Lionurus filicauda (Günther, 1887)			+		circumantarctique	1 500
* *Coelorhynchus fasciatus* (Günther, 1878)			+		Antarctique W + Afrique du Sud	1 500
ZOARCIDAE						
Lycodopus australis Norman, 1937	+				Antarctique W	565-1 218
Melanostigma gelatinosum Günther, 1881	+				Antarctique W	925-937
Apodolycus hureaui Andriashev, 1979	+	+			endémique	525-650.
CONGIOPODIDAE						
* *Zanclorhynchus spinifer* Günther, 1880	+		+	+	endémique	76-340
LIPARIDAE						
Paraliparis gracilis Norman, 1930	+				Antarctique W	585-937
NOTOTHENIIDAE						
* *Notothenia rossii rossii* Richardson, 1844	+		+	+	Antarctique W	90-110
* *Notothenia coriiceps coriiceps* Richardson, 1844	+	+	+	+	endémique	10-50
* *Notothenia magellanica* Forster, 1801	+		+	+	circumantarctique	5-165
Notothenia acuta Günther, 1880	+	+	+	+	endémique	76-305
Notothenia marionensis Günther, 1880				+	endémique	52
Notothenia mizops Günther, 1880	+	+	+		endémique	50-365
* *Notothenia squamifrons* Günther, 1880	+		+	+	endémique	89-570
Notothenia cyanobrancha Richardson, 1844	+				endémique	0-20
Notothenia larseni tchizh Balushkin, 1976		+	+	+	Antarctique W	90-412
* *Dissostichus eleginoides* Smitt, 1898	+	+	+	+	Antarctique W	70-560

Source : MNHN, Paris

	Kerguelen	Heard	Crozet	Marion-Prince Edward	Autre distribution	Profondeur de capture
HARPAGIFERIDAE						
Harpagifer kerguelensis Nybelin, 1947	+				endémique	0-130
Harpagifer spinosus Hureau *et al.*, 1979			+		endémique	65-90
Harpagifer georgianus georgianus Nybelin, 1947				+	endémique	?
CHANNICHTHYIDAE						
* *Channichthys rhinoceratus* Richardson, 1844	+				endémique	5-365
* *Champsocephalus gunnari* Lönnberg, 1905	+				Antarctique W	89-232
BATHYDRACONIDAE						
Bathydraco antarcticus Günther, 1878	+	+			endémique	345-1 218
TRICHIURIDAE						
Paradiplospinus gracilis (Brauer, 1906)	+		+		Atlantique Sud	360-565

TABLEAU II. — Résultats des chalutages effectués sur le plateau des îles Kerguelen (campagnes MD03 et MD04).

n° des chaluts	heure moy. (0 à 24)	profond. (m)	temps de chalutage (mn)	vitesse du trait (nœuds)	distance parcourue (m)	aire balayée (m^2)	quantité pêchée (g)	biomasse (g/m^2)
21/57	18.30	350	40	2,0	2 463	6 773	32 000	4,72
25/62	15.00	172	30	2,5	2 315	3 819	4 270	1,12
A 7	00.00	150	44	1,6	2 167	5 417	8 550	1,58
C 26	17.30	207	46	0,7	1 000	2 500	1 750	0,70
C 27	02.00	165	25	2,9	2 241	5 602	4 125	0,74
D 38	15.00	249	31	2,5	2 407	6 017	1 500	0,25
E 41	15.00	178	20	1,9	1 204	3 010	350	0,12
F 57	02.00	365	72	1,6	3 500	8 750	9 225	1,05
F 58	05.00	230	75	0,4	815	2 037	3 475	1,71
G 67	10.00	395	58	3,0	5 370	13 427	2 550	0,19
G 70	06.00	204	80	2,1	5 185	12 962	700	0,05
G 76	01.00	110	55	2,3	3 963	9 907	7 700	0,78
G 82	23.00	250	60	2,4	4 426	11 065	14 975	1,35
H 93	20.00	163	75	2,2	5 167	12 917	17 675	1,37
H 96	07.00	202	76	0,7	1 722	4 305	2 100	0,49
H 98	02.00	1 218	70	2,8	6 111	15 279	4 750	0,31
I 106	23.00	930	83	2,8	7 148	17 871	5 375	0,30
I 108	12.30	76	65	2,0	4 037	10 093	8 850	0,88
J 118	22.00	215	75	2,7	6 222	15 556	9 650	0,62
J 119	01.00	131	65	3,3	6 630	16 575	8 700	0,52

Source : MNHN, Paris

TABLEAU III. — Répartition de la biomasse sur le plateau de Kerguelen selon les groupes d'espèces.

	proportions	Biomasse en tonnes	
		de 50 à 250 m	de 50 à 500 m
Channichthyidae	19 %	14 800	25 000
Dissostichus eleginoides	2 %	1 600	3 000
Notothenia squamifrons	3 %	2 400	4 000
Autres *Notothenia*	22,5 %	17 400	30 000
Rajidae	38 %	29 300	50 000
Autres espèces	14,5 %	11 300	19 000

TABLEAU IV.

Espèces classées par intérêt économique	noms français proposés	abondance
1er catégorie		
Mancopsetta maculata	Turbot tacheté	moyenne
Raja eatonii	Raie de Eaton	moyenne
Raja murrayi	Raie de Murray	grande
Notothenia rossii	Notothenia jaune	moyenne
Notothenia coriiceps	Notothenia noir	moyenne
Notothenia magellanica	Notothenia magellanique	faible
Champsocephalus gunnari	Poisson des glaces	grande
2e catégorie		
Dissostichus eleginoides	Légine antarctique	moyenne
Notothenia squamifrons	Notothenia gris	grande
Channichthys rhinoceratus	grande gueule	moyenne
3e catégorie		
Antimora rostrata	Antimora bleu	faible
Macrourus halotrachys	Grenadier antarctique	grande
Coelorhynchus fasciatus	Grenadier	faible
Zanclarhynchus spinifer	Fausse rascasse	grande

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

RÉPARTITION DES ASCIDIES AUTOUR DES ÎLES KERGUELEN

PAR

Claude MONNIOT *

RÉSUMÉ

180 prélèvements contenant 51 espèces d'Ascidies ont été effectués autour des Iles Kerguelen. L'étude de la répartition montre l'existence de deux faunes distinctes à fort taux d'endémisme. L'une dans les baies, l'autre à la limite de la plate-forme péri-insulaire. L'extension des espèces littorales sur la plate-forme péri-insulaire est conditionnée par le régime de courants existant autour de l'archipel.

ABSTRACT

180 samplings containing 51 species have been made around the Kerguelen Islands. A distribution study shows that there are two distinct faunae with a high rate of endemism, one of which is limited to the bays, the other is located on the shelf. The extension of littoral species on to the shelf is conditioned by the currents existing around the Archipelago.

Depuis quelques années un vaste programme de prospection biologique est en cours autour des Iles Kerguelen. Entrepris tout d'abord dans le Golfe du Morbihan à bord de *La Japonaise* de 1971 à 1974, ce programme a été complété par deux Campagnes du *Marion Dufresne* : MD03 en 1973 et surtout MD04 en 1974. Nous disposons maintenant d'un ensemble considérable de prélèvements à peu près régulièrement répartis autour de l'Archipel. Sauf dans le Golfe du Morbihan les prélèvements effectués à la drague ou au chalut n'ont qu'une valeur qualitative.

Des milliers de Tuniciers ont été examinés et identifiés (Monniot C., 1978; Monniot F. et F. Gaill, 1978). Cette étude n'est pas tout à fait terminée. Deux familles manquent, les Didemnidae et les Polycitoridae, mais elles ne représentent qu'une faible partie de la faune ascidiologique. En tout, 51 espèces ont été identifiées dans 80 prélèvements autour des Kerguelen (MD03-MD04) et à partir d'une centaine de prélèvements dans les Golfes du Morbihan et des Baleiniers (*La Japonaise*). Ces nombres sont suffisants pour tenter de dégager les grandes lignes de la distribution des espèces autour de l'Archipel des Kerguelen.

La faune ascidiologique de Kerguelen est nettement constituée de deux ensembles bien différents. Les espèces qui vivent dans les baies et les fjords au voisinage de la côte d'une part et, de l'autre, celles que l'on ne rencontre qu'au large ou sur la partie supérieure de la pente de la plate-forme péri-insulaire. 31 espèces composent le 1er groupe, 20 le second.

* Laboratoire de Biologie des Invertébrés marins et Malacologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 55, rue de Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU I.

			Nombre de récoltes des espèces dans				
			Golfe du Morbihan	Fjords Baies	Plateau Sud et Est	Plateau Nord et Ouest	au-delà de 200 m
Espèces vivant dans la zone littorale (1er Groupe)	Espèces non trouvées à plus de 200 m	*Aplidium didemniformis* *	×	4	2	1	
		Aplidium longum	×		4		
		Aplidium novaezaelandiae	×	2			
		Aplidium ovum *	×	1	2	2	
		Aplidium peresi *	×				
		Aplidium retiforme	×	1	3		
		Aplidium undulatum *	×	2	1		
		Aplidium variabile	×	10	10	1	
		Synoicum georgianum	×	1			
		Agnesia arnaudi *	×	4	3		
		Ascidia translucida	×	1	3		
		Polyzoa minor *	×				
		Oligocarpa megalorchis	×	7	8	1	
		Styela mallei	×		3	2	
		Molgula macquariensis	×	3	5		
		Molgula setigera		1	3		
		Eugyrioides kerguelenensis	×	6	3		
		Bostrichobranchus septum *		1			
		Gamaster vallatum *		2			
	Espèces pouvant vivre à plus de 200 m	*Aplidium falklandicum*	×	4	16	1	2
		Aplidium fuegiense	×		7	1	1
		Synoicum giardi	×	6	7		1
		Aplidiopsis pyriformis		3	8	2	5
		Tylobranchion speciosum	×	3	6	1	1
		Ascidia challengeri	×	12	8	20	7
		Polyzoa opuntia	×	7	22		2
		Chemidocarpa verrucosa	×	4	7	2	6
		Pyura pilasa	×	2	9	2	5
		Molgula malvinensis	×	3	6	1	2
		Molgula pulchra	×	3	7	1	1
		Molgula bancalis	×	7	10	1	2
Espèces vivant au large (2e Groupe)		*Aplidium acropodium* *				1	1
		Aplidium laevigatum *			1		2
		Aplidium meridianum			2	2	2
		Aplidium vexillum *			2		1
		Sidnyum hians *			4	1	4
		Sidnyum salivum *				1	
		Alloeocarpa bigyna *			3	5	5
		Dextrocarpa misanthropos *					2
		Styela glans			2	1	2
		Styela talpina *				1	6
		Cnemidocarpa barbata				1	5
		Cnemidocarpa drygalskii				1	7
		Cnemidocarpa effracta *					5
		Cnemidocarpa minuta *				1	3
		Cnemidocarpa cornicula *				2	1
		Molgula pedunculata			1	3	5
		Molgula variazizi *				1	1
		Molgulaides glans *					2
		Molguloides crinibus *			2	1	1
		Molguloides coronatum				1	

* Espèces non signalées en dehors de l'Archipel.

Source : MNHN, Paris

Sur les 31 espèces du premier groupe, 26 sont présentes dans le Golfe du Morbihan. Certaines de ces espèces ont autour de Kerguelen une très vaste répartition et peuvent se rencontrer à des profondeurs importantes, au-delà de 200 mètres, 12 espèces sont dans ce cas. Les 19 autres ne se rencontrent qu'à des profondeurs plus faibles. L'amplitude de la répartition en profondeur des espèces de Kerguelen est liée à l'extrême homogénéité des conditions de température des eaux. Elle n'est pas comparable à ce que l'on observe dans d'autres régions.

Les 12 espèces eurybathes ont toutes une vaste aire de répartition dans l'Antarctique et le Subantarctique ; aucune n'est endémique de Kerguelen. Par contre, 10 des 19 autres ne sont pas connues en dehors de l'Archipel. Beaucoup viennent seulement d'être décrites et il est probable que ce nombre diminuera au fil des recherches. D'une manière similaire, 12 des 20 espèces du second groupe ne sont connues que de Kerguelen.

Si l'on examine la répartition autour de Kerguelen de ces différents groupes (fig. 1), on constate qu'elle n'est pas homogène.

Les animaux littoraux sténobathes sont cantonnés à l'intérieur des baies et des fjords et ne sont présents sur le plateau que dans la partie sud-est et à l'entour des Iles Nuageuses au nord-ouest de l'Archipel dans le chenal du *J. B. Charcot*. Le nombre des espèces de ce groupe décroît régulièrement de la côte vers le large, le long des radiales B.J.A. et 1 de MD04.

Les animaux littoraux eurybathes qui sont connus à plus de 200 m de profondeur ont autour de l'Archipel une répartition plus régulière mais leur nombre est considérablement plus important le long des radiales sud et est, principalement le long des radiales A et I. Contrairement aux espèces sténobathes, leur nombre ne subit pas une décroissance nette de la côte vers le large.

Les espèces du second groupe sont régulièrement réparties sur la plate-forme péri-insulaire. Elles paraissent plus abondantes et plus variées sur la partie supérieure de la pente (entre 200 et 500 mètres) dans le secteur sud-ouest du plateau. Elles sont rares comme toutes les autres Ascidies dans le nord-est.

Ces résultats concordent d'une manière étonnante avec le schéma de circulation des eaux superficielles dans la région de Kerguelen proposé par Murail David et Panouse, 1977, qui distinguent nettement trois domaines hydrologiques : « le pourtour immédiat de l'archipel, la région s'étendant du Sud sud ouest au nord-est en passant par l'est, la région s'étendant de l'ouest sud-ouest au nord nord-est en passant par l'ouest ».

Murail et als considèrent que le domaine hydrologique sud est caractérisé par un courant général sud-ouest, nord-est qui s'incurve en longeant la côte. Le plateau est étroit à ce niveau et l'eau antarctique superficielle se mélange avec l'eau dessalée mais riche en matières organiques qui sort des fjords et surtout du Golfe du Morbihan. C'est dans cette zone, la plus riche au point de vue des apports terrigènes, que vit la plus grande part des Ascidies de Kerguelen appartenant au premier groupe, surtout les espèces littorales eurybathes à large répartition, et la quasi-totalité des espèces littorales sténobathes qui vivent en dehors des baies et des fjords. Leur nombre diminue d'ailleurs avec la distance à la côte, comme si les eaux intérieures de Kerguelen représentaient le réservoir de larves pour ces espèces. Les radiales A et 1 étant celles où l'influence des eaux du Golfe du Morbihan est le plus marquée. Les radiales J. B. et C. marquant pour ces espèces un appauvrissement graduel.

Les Ascidies sont quasiment absentes du domaine hydrologique nord-ouest dont les eaux ne sont pas « fertilisées » par les apports terrigènes, à l'exception de la zone des Iles nuageuses et du chenal du J. B. Charcot », zone où l'influence cumulée des eaux de la côte nord-ouest se fait sentir.

Les Ascidies du deuxième groupe, celles qui ne vivent pas dans les eaux littorales, semblent prospérer surtout sur le pourtour sud et ouest de la plate-forme péri-insulaire ; c'est-à-dire dans la zone exposée directement au courant, alors que les animaux sont rares ou quasiment inexistants au nord-est.

Remarquons enfin qu'à l'ouest de Kerguelen (point D de MD03), une faune profonde existe aussi.

La répartition des Ascidies autour de Kerguelen semble dépendre étroitement des caractères hydrologiques. Les animaux ne sont pas directement sensibles aux variations de température et de

Source : MNHN, Paris

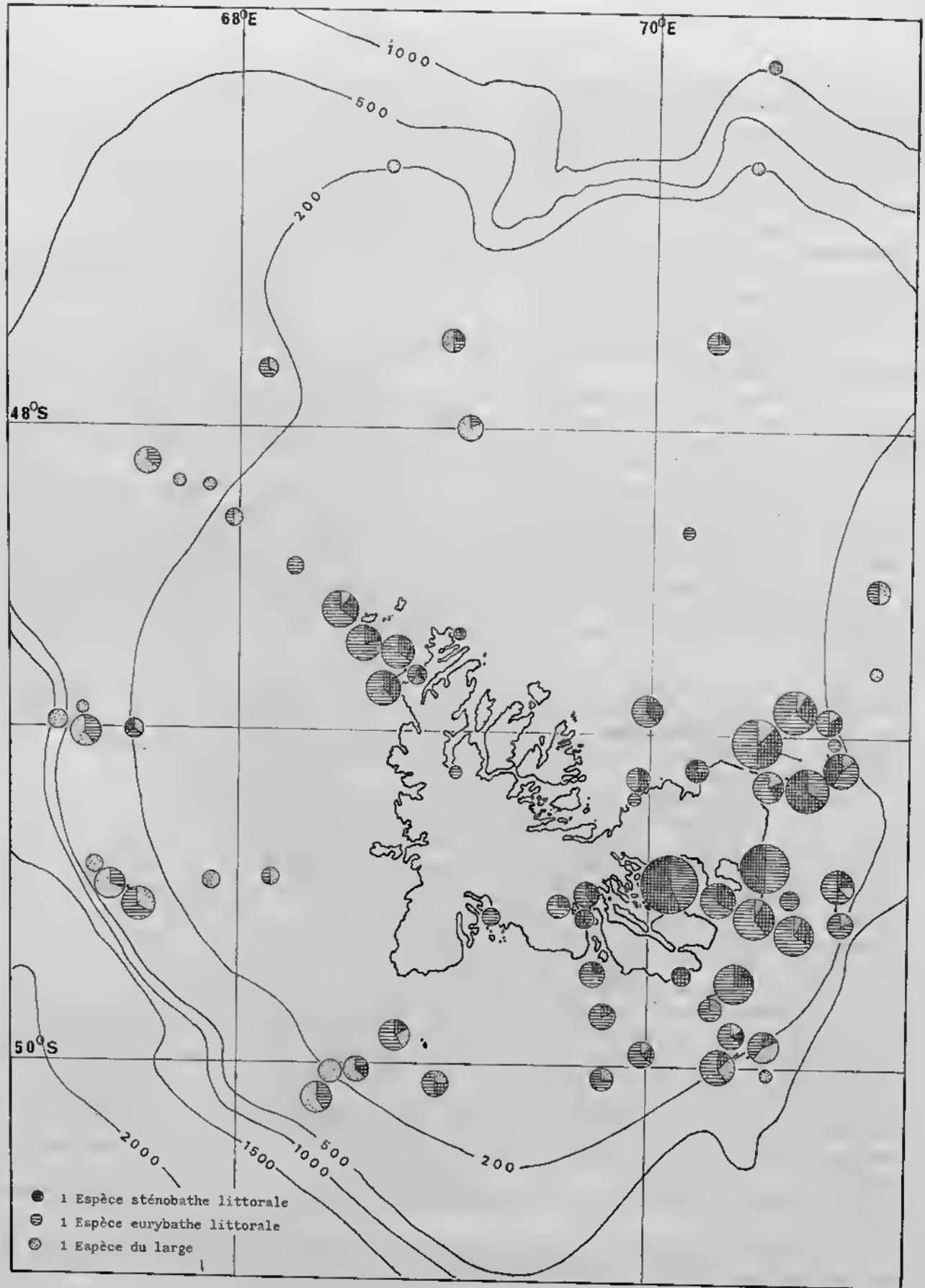


Fig. 1. — Répartition des Ascidies autour de l'archipel de Kerguelen ; fond bathymétrique établi par l'I.P.G.P.

Source : MNHN, Paris

salinité quand elles ne sont pas très marquées, mais ils sont plus affectés par les qualités trophiques de la masse d'eau.

La masse d'eau antarctique qui aborde Kerguelen par le sud ouest est pauvre en substances organiques. Les Ascidies, filtreurs passifs, dépendant strictement du contenu organique de l'eau. Les apports terrigènes concrétisés par le courant d'eau dessalée des baies et des fjords représentent la source de nourriture, et pour beaucoup d'espèces la source des larves, voire des populations pour certaines autres.

Les Ascidies de Kerguelen ont trois origines : une population d'origine Antarctique représentée par des espèces à large distribution géographique et à large tolérance bathymétrique, se mêle à deux populations distinctes à fort endémisme cantonnées l'une dans les baies et les fjords, l'autre à la limite de la plate-forme péri-insulaire.

RÉFÉRENCES CITÉES

Guille A., 1977. — La campagne MD04/Benthos du *Marion-Dufresne* (14 février-23 mars 1975) : Bionomie du plateau continental des Iles Kerguelen. Stations prospectées et résultats préliminaires. *C.N.F.R.A.*, **42** : 3-40.

Hureau J. C., 1966. — La campagne d'océanographie biologique MD03/Ichtyo à bord du *Marion-Dufresne* (18 mars-28 avril 1974) : Résultats préliminaires et liste des stations. *C.N.F.R.A.*, **39** : 3-35.

Monniot C., 1978. — Ascidies Phlébobranches et Stolidobranches du Sud de l'océan Indien. *Annls Inst. océanogr., Paris*, **54** (2) : 171-224.

Monniot F. et F. Gaill, 1978. — Polyclinidae (Ascidiacea) du Sud-Ouest de l'océan Indien. *Annls Inst. océanogr., Paris*, **54** (2) : 139-162.

Murail J. F., P. David, et M. Panouse, 1977. — Résultats scientifiques de la campagne MD04/Benthos : Hydrologie du plateau continental des Iles Kerguelen. *C.N.F.R.A.*, **42** : 41-64.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

IMPRIMERIE NATIONALE

9 564 014 6 87

Source : MNHN, Paris

BIBL. DU
MUSEUM
PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

1 - AVR. 1980

PUBLICATIONS DES LABORATOIRES DU MUSÉUM

En vente à l'adresse de chaque laboratoire

Adansonia. Laboratoire de Phanérogamie, 16, rue de Buffon, 75005 Paris.

Alexanor. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée, 45, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annales de Paléontologie (Vertébrés et Invertébrés). Laboratoire de Paléontologie, 8, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annales de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Annuaire des Arachnologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Artbropodes), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annuaire des Myriapodologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).

Bulletin du Centre de Recherches sur la Biologie des Populations d'Oiseaux. C.R.B.P.O.. 55, rue de Buffon, 75005 Paris.

Bulletin d'Écologie. Laboratoire d'Écologie générale, 4, avenue du Petit Château, 91800 Brunoy.

Bulletin de Liaison des Musées d'Histoire naturelle. Inspection générale des Musées d'Histoire naturelle de Province, Service national de Muséologie, 57, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Bulletin de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Bulletin de la Société d'Ethnozoologie et d'Ethnobotanique. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Ethnozoologie, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Cahiers des Naturalistes. Laboratoire de Zoologie (Vers), 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Cahiers de Paléontologie. Laboratoire de Paléontologie.

Cybium. Laboratoire d'Ichtyologie générale et appliquée, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Entomologiste (L'). Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Faune de l'Europe et du Bassin méditerranéen. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Faune de Madagascar Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Flore du Cambodge, du Laos et du Viet-Nam. Laboratoire de Phanéroganie.

Flore du Cameroun. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore du Gabon. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore de Madagascar et des Comores. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore de la Nouvelle Calédonie et Dépendances. Laboratoire de Phanérogamie.

Index Seminum. Service des Cultures, 43. rue de Buffon, 75005 Paris.

Journal d'Agriculture traditionnelle et de Botanique appliquée. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Etbnozoologie.

Mammalia. Laboratoire de Zoologie (Mammifères et Oiseaux), 55, rue de Buffon, 75005 Paris.

Objets et Mondes. Laboratoire d'Ethnologie. Musée de l'Homme, Palais de Chaillot, place du Troeadéro, 75116 Paris.

Revue Algologique. Laboratoire de Cryptogamie, 12, rue de Buffon, 75005 Paris.

Revue Bryologique et Lichénologique. Laboratoire de Cryptogamie.

Revue d'Écologie et Biologie du Sol. Laboratoire d'Écologie générale.

Revue française d'Entomologie. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Revue internationale Acarologia. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).

Revue de Mycologie. Laboratoire de Cryptogamie.

Source : MNHN, Paris